



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:1:50.000

Segunda serie - Primera edición



BOROBIA

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un «Geological Survey of Spain», es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria Comercio y Turismo, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D. 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

BOROBIA

Primera edición

MADRID, 1.991

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S.A.

Depósito Legal: M-38014-1991

NIPO: 232-91-001-4

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por ENADIMSA, con normas, dirección y supervisión del ITGE. Han intervenido los siguientes autores:

- D. Navarro Vázquez (ENADIMSA). Cartografía, Memoria (aspectos generales) y tectónica.
J. L. Muñoz del Real (ENADIMSA). Cartografía y cortes estratigráficos.
L. F. Granados Granados (ENADIMSA). Micropaleontología y petrología sedimentaria.
V. Horvath (ENADIMSA). Microflora del Pérmico.
J. Rosell Sanuy, J. M. Costa Mercadal, D. Gómez Gras y E. Maestro Maideu (Univ. Autónoma de Bellaterra). Estratigrafía y sedimentología de las formaciones paleozoicas y de las Facies Buntsandstein y Utrillas.
M. Lago San José y A. Pocovi Juan (Universidad de Zaragoza). Petrología y geoquímica del magmatismo calco-alcalino estefaniense-pérmico.
J. J. Gómez Fernández (Univ. Complutense Madrid), E. Ferreiro Padín (INTECSA) e I. Valladares (Univ. de Salamanca). Estratigrafía y sedimentología del Jurásico.
A. Meléndez Hevia (Univ. de Zaragoza). Estratigrafía y sedimentología de la Formación Weald y del Cretácico superior.
J. Carballeira y C. Pol (Univ. de Salamanca). Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno.
J. L. Simón y A. M. Casas (Univ. de Zaragoza). Tectónica y análisis microestructural del ciclo alpino.
D. Martín Herrero (INTECSA). Tectónica del ciclo hercínico.
Benito Fernández, G.; Gutiérrez Elorza, M. y Sancho Margen, C. (Universidad de Zaragoza). Geomorfología.

Jefe Proyecto Unión Temporal Empresas

A. Lendínez González (INTECSA).

Dirección y supervisión

V. Gabaldón López (ITGE).
A. Martín Serrano (ITGE).

Información complementaria

Se pone en conocimiento del lector que en el centro de Documentación del Instituto Tecnológico GeoMínero de España (ITGE) existe para su consulta una documentación complementaria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes paleontológicos, sedimentológicos, estructurales, etc.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas.
- Álbum fotográfico.
- Otras informaciones varias

INDICE

	<i>Páginas</i>
INTRODUCCION	9
1. ESTRATIGRAFIA	12
1.1. Cámbrico	12
1.1.1. Formación Cuarcitas de Bámbola (4). Cámbrico inferior	12
1.1.2. Formación Capas de Embid. Arcillas abigarradas, pizarras y niveles de cuarcitas (5). Cámbrico inferior	14
1.1.3. Formación Dolomías de Ribota (6). Cámbrico inferior	15
1.1.4. Formación Pizarras de Huérmeda. Pizarras grises (7). Cámbrico inferior	15
1.1.5. Formación Areniscas de Daroca (8). Cámbrico inferior	16
1.2. Cámbrico medio-superior y Ordovícico inferior	16
1.2.1. Formaciones Almunia, Balconchán y Borrachón. Areniscas, pizarras y cuarcitas (9). Cámbrico medio-Tremadociense	16
1.2.2. Formación Deré. Areniscas y cuarcitas con niveles pizarrosos (10). Tremadociense	19
1.2.3. Formación Santed. Pizarras, areniscas y cuarcitas (11). Tremadociense-Arenigiense	19
1.2.4. Formación Cuarcita Armoricana (12). Arenigiense	20
1.3. Pérmico	21
1.3.1. Conglomerados, areniscas, lutitas y niveles de carbón, con intercalaciones de tobas y aglomerados volcánicas (13). Autuniense	21
1.4. Triásico	23
1.4.1. Conglomerados, areniscas y lutitas. Facies Buntsandstein (14)	23
1.4.2. Dolomías tableadas y margas. Facies Muschelkalk (15)	24
1.4.3. Margas abigarradas y yesos. Facies Keüper (16)	27
1.5. Jurásico	27
1.5.1. Carniolas, calizas y dolomías tableadas. Formaciones Imón, Cortes	

	de Tajuña y Cuevas Labradas (19). Triásico superior-Pliensbachiense	28
1.5.1.1.	Formaciones Dolomías tableadas de Imón y Carniolas de Cortes de Tajuña (17). Triásico superior-Sinemuriense	28
1.5.1.2.	Formaciones Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (18). Pliensbachiense	30
1.5.2.	Formaciones Margas grises de Cerro del Pez, Calizas bioclásticas de Barahona y Alternancia de margas y calizas de Turmiel (20). Pliensbachiense-Toarciense	33
1.5.3.	Formación Carbonatada de Chelva. Calizas oolíticas y calizas micríticas (21). Albiense-Calloviense inferior	35
1.5.4.	Formación Pozalmuro. Calizas, margocalizas limosas y areniscas (22). Calloviense inferior-Kimmeridgiense	38
1.5.5.	Formación Calizas con oncolitos de Higuieruelas. Calizas con oncolitos y oolitos (23). Kimmeridgiense	41
1.6.	Cretácico	41
1.6.1.	Cretácico inferior	42
1.6.1.1.	Conglomerados, areniscas y calizas. Facies Weald (24) y (25). Kimmeridgiense superior-Barremiense	42
1.6.1.2.	Calizas y areniscas calcáreas bioclásticas (26). Aptense	44
1.6.1.3.	Formación Arenas de Utrillas. Arenas, limos, arcillas y niveles de carbón (27). Aptense superior-Cenomaniense	44
1.6.2.	Cretácico superior	48
1.6.2.1.	Formaciones Arenas, arcillas y calizas de Santa María de las Hoyas y Calizas dolomíticas de Nuévalos (28). Cenomaniense superior	48
1.6.2.2.	Formación Calizas nodulosas de Monterde (29). Turoniense inferior	49
1.6.2.3.	Formaciones Calizas bioclásticas de Jaraba y Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera (30). Turoniense superior-Santoniense	50
1.6.2.4.	Formación Calizas bioclásticas de Hontoria del Pinar (31). Santoniense superior	51
1.7.	Terciario	51
1.7.1.	Cuenca de Almazán	52
1.7.1.1.	Conglomerados, arenas y lutitas (32) y calizas (32')	53
1.7.1.2.	Calizas de Mazaterón (33)	53
1.7.1.3.	Unidad de Miñana. Conglomerados, areniscas, lutitas (34)	54
1.7.1.4.	Conglomerados poligénicos y arcillas rojas (35)	54
1.7.1.5.	Conglomerados, areniscas, arcillas (36) y calizas (37)	55
1.7.2.	Cuenca de Calatayud. Conglomerados y arcillas (38)	55
1.8.	Cuaternario	56
1.8.1.	Conglomerados y arenas. Glacis (39)	56
1.8.2.	Gravas, arenas y arcillas. Aluvial (40)	56

1.8.3.	Derrubios y conos de deyección (41)	56
1.8.4.	Limos y arcillas lagunares (42)	56
2.	TECTÓNICA	57
2.1.	Estructura general de la Hoja	57
2.1.1.	Área tabular jurásica	57
2.1.2.	Cuña de Ciria	57
2.1.3.	Área plegada	59
2.1.4.	Área sin deformación	61
2.2.	Ciclo hercínico	61
2.2.1.	Primera fase de deformación	61
2.2.2.	Segunda fase de deformación	63
2.2.3.	Deformaciones tardías	63
2.3.	Ciclo alpino	64
2.3.1.	Pliegues y fallas del sector central	64
2.3.2.	La cuenca de Almazán y su contacto con los pliegues ibéricos	65
2.3.3.	Cuenca de Calatayud	65
2.3.4.	Sector de Ciria (Cuña de Ciria)	65
2.3.5.	Análisis microestructural	66
2.3.6.	Interpretación tectónica	67
3.	GEOMORFOLOGÍA	68
4.	PETROLOGÍA	70
4.1.	Magmatismo calco-alkalino. Basaltos y riolitas-riodacitas	70
4.1.1.	Características de emplazamiento	71
4.1.2.	Edad de emplazamiento	71
4.1.3.	Características petrológicas	72
4.1.4.	Composición geoquímica	72
4.2.	Filones de cuarzo	73
5.	HISTORIA GEOLÓGICA	76
6.	GEOLOGÍA ECONÓMICA	80
6.1.	Minería	80
6.1.1.	Yacimientos metálicos. Mina de La Alameda	80
6.1.2.	Yacimientos no metálicos	81
6.1.3.	Yacimientos energéticos	81
6.1.4.	Rocas industriales	82
6.2.	Hidrogeología	82
7.	BIBLIOGRAFÍA	87

INTRODUCCIÓN

La presente Memoria es la explicación del Mapa Geológico a escala 1:50.000, de Borobia (24-15). Comprende los capítulos de Estratigrafía, Tectónica, Geomorfología, Petrología, Historia Geológica y Geología Económica.

La Hoja de Borobia se encuentra situada al E de la provincia de Soria, incluyendo en su cuadrante SE, una pequeña parte de la de Zaragoza. Equidista aproximadamente de Soria y Calatayud.

Por su territorio discurre la divisoria hidrográfica entre las cuencas del Duero y Ebro, encontrándose la mayor parte de él por encima de los 1.000 m de altitud. De ahí deriva la extrema dureza del clima, que unida a la abruptez del relieve, en toda la parte central y oriental, conduce a un proceso de desertización creciente, con pueblos totalmente abandonados (Peñalcázar) o con pocos vecinos y de avanzada edad. Se trata al igual que otras áreas próximas del Sistema Ibérico, de una zona muy deprimida, con núcleos de población pequeños y envejecidos y con una agricultura subsistencial en la mayoría de los casos. Únicamente en la parte centroccidental, en el área de influencia de Gómara, existe una agricultura cerealista de tipo extensivo con buenos rendimientos económicos, complementada con una ganadería lanar no despreciable y cuyo futuro podría ser más halagüeño dada la calidad de sus productos. Las principales vías de comunicación son la carretera nacional número 234 (Sangunto-Burgos) y otras comarcales y locales que unen los diversos pueblos del área. El FF. CC. Calatayud-Ciudad Dosante, que discurre aproximadamente paralelo a la N-234, se encuentra hoy día fuera de servicio.

Geológicamente la situación de la Hoja es estratégica. Se encuentra justamente enclavada en la terminación NO del gran antiforme paleozoico que constituye el núcleo de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (LOTZE, 1.929). Al antiforme paleozoico (Cámbrico, Ordovícico inferior y Pérmico inferior) lo recubre un tegumento triásico muy completo y potente, sobre todo en la

parte central: Reznos. A él se superpone un Jurásico progresivamente más desarrollado hacia el NE, mientras que el Cretácico posee polaridad inversa, es decir, va alcanzando cada vez más espesor conforme nos desplazamos hacia el S. El Terciario se encuentra representado por las cuencas de Almazán al SO y la terminación NO de la de Calatayud-Teruel. Finalmente, la parte centro-septentrional aparece cubierta por extensos mantos de «glacis» pliocuaternarios producto de la erosión de los importantes relieves situados inmediatamente al N (Moncayo).

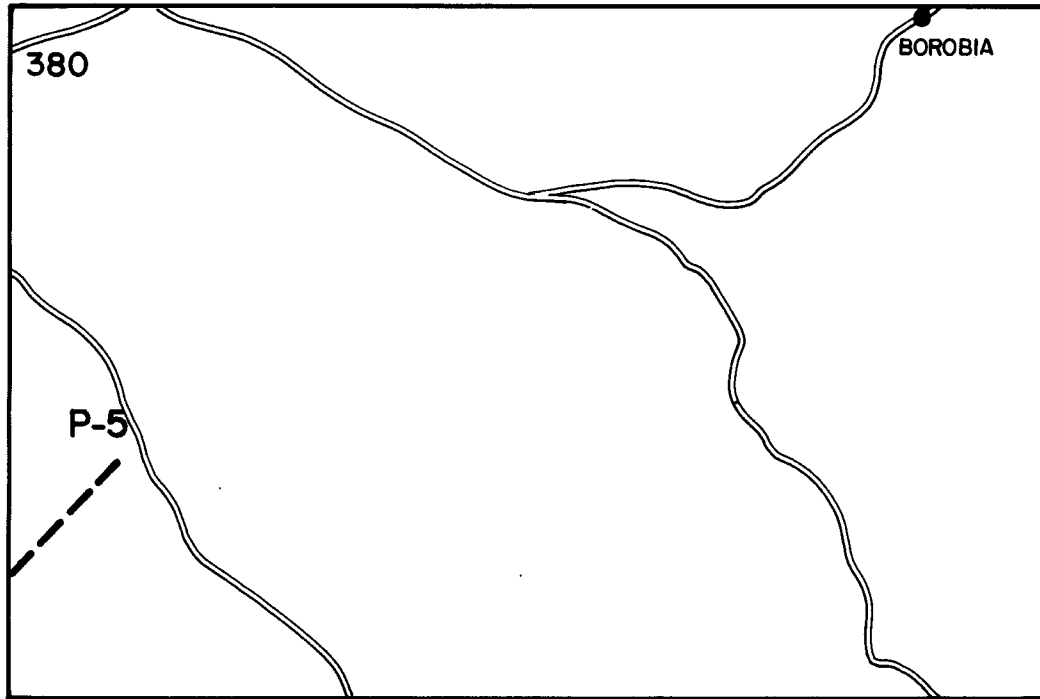
Estructuralmente pueden definirse dos dominios claramente diferenciados separados por la zona «anticlinal» de Ciria. Al S, aparece una directriz de plegamiento NO-SE y grandes fallas y/o zonas de fractura con desplazamientos en dirección dextrógiros, y fallas inversas con vergencia Norte. Al N de Ciria, la directriz de plegamiento y fracturación es O-E a OSO-ENE y la vergencia de las fallas inversas está dirigida hacia el Sur. Otro aspecto a tener en cuenta relacionado con el «apretamiento» o «cuña de Ciria» es el absoluto predominio de sedimentos jurásicos al N, mientras que en el Sur, y salvo en el anticlinal de Bijuesca, están poco representados, lo que nos lleva a considerar esta zona como un accidente paleogeográfico importante —umbral— durante los tiempos mesozoicos.

Morfológicamente, y en líneas generales, la Hoja posee un relieve aplanado —con una altitud media de 1.100 m— ligeramente inclinado hacia el Sur, en el que destacan, en la parte NE, relieves residuales que alcanzan los 1.300 m. Sobre esta peneplanización finimiocena se ha excavado la red cuaternaria fluvial, que da lugar en la parte SE a relieves relativamente importantes (ríos Manubles y Carabantes).

En la realización de la cartografía se ha seguido la metodología clásica en este tipo de investigaciones geológicas. En primer lugar, un control fotogeológico del área, detectando las zonas más idóneas para la caracterización estructural y estratigráfica de las diferentes formaciones, así como aquellas otras en las que la falta de continuidad de los horizontes hace presuponer la existencia de fracturas importantes; al mismo tiempo se han consultado los antecedentes bibliográficos disponibles (aparte de los Mapas Geológicos de síntesis, a 1:200.000) que se refieren en general a los distintos sistemas cartografiados, así el Paleozoico fue estudiado por LOTZE (1.929), CARLS (1.962), SCHMITZ (1.971), etc. El Triásico por VIRGILI *et al.* (1.977), GARRIDO *et al.* (1.977), VILAS *et al.* (1.977), entre otros. El Jurásico ha sido estudiado por MENSINK (1.966), BULARD (1.970), GOY *et al.* (1.976), GÓMEZ (1.979), WILDE (1.988a, b), etc. El Cretácico por FLOQUET (1.978, 1.979), FLOQUET y MELÉNDEZ (1.982), ALONSO *et al.* (1.987), etc. En cuanto a los terciarios, y más concretamente el Paleógeno del ángulo SO, ha sido estudiado recientemente por diversos autores, entre ellos GUIADO (1.987), GUIADO *et al.* (1.988), ARMENTEROS (*in litt.*), etc.

Para la caracterización estratigráfica de las formaciones se han realizado secciones detalladas de campo, así como sus respectivos análisis petrológicos, paleontológicos y micropaleontológicos en laboratorio. En el apartado de Tectónica se han analizado los elementos geométricos que informan de los movimientos locales a lo largo de la historia geológica, encajándolos posteriormente en un modelo dinámico regional. Se ha elaborado, por último, un mapa geomorfológico y de formaciones superficiales a escala 1:50.000, del que se incluye en la presente Memoria una reducción a 1:100.000.

Por último, se ha realizado un informe complementario sobre la geofísica de la cuenca de Almazán



ESCALA 1 : 200.000

LEYENDA

— — — Perfil sísmico

Fig.-1 Esquema de situación de los perfiles sísmicos en la Hoja de Borobia (380)

en el que se ha recopilado y reinterpretado líneas sísmicas planificadas con fines de exploración de petróleo y se han completado con la realización de sondeos eléctricos verticales (SEV). En la figura 1 se indica la situación de los perfiles sísmicos que se han reinterpretado.

1. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja de Borobia se encuentra representada gran parte de la historia geológica terrestre, a excepción del Precámbrico y de la parte superior del Paleozoico. Del Cámbrico y Ordovícico se encuentran todas las formaciones características cartografiadas en la Cordillera Ibérica hasta el Arenigiense y se ha datado también un pequeño afloramiento pérmico. El Mesozoico y Terciario están representados en su mayor parte.

1.1. CÁMBRICO

La estratigrafía del Cámbrico la estableció LOTZE (1.929) y su biozonación él mismo con SDZUY (1.961). Los autores posteriores CARLS (1.962), BARTSCH (1.966), SCHUPLEIN (1.967), SCHMIDT-THOME (1.968), SCHMITZ (1.971), MANSOURIAN (1.974) y WOLF (1.980) siguen utilizando las mismas formaciones y aportan datos faunísticos para una mejor definición cronoestratigráfica.

Los materiales del Cámbrico están representados en los anticlinales de Torrijo y de Caravantes, sin poderse precisar, por falta de fauna determinativa, su edad concreta. El estudio sedimentológico (que figura en la documentación complementaria, ROSELL *et al.*) permite separar distintas secuencias que coinciden, en todo o en parte, con las unidades cartografiadas (Fig. 2).

1.1.1. Formación Cuarcitas de Bámbola (4). Cámbrico inferior

Los principales afloramientos de esta formación se sitúan en el ángulo SE, en el anticlinal de Torrijo de la Cañada, donde se han realizado secciones estratigráficas que sirven para su caracterización sedimentológica y donde han podido medirse sin llegar a la base unos 600 m de serie, dividida en dos conjuntos cuarcíticos separados por un tramo pelítico. Las series parciales permiten definir las características de ambos conjuntos.

El inferior está constituido por cuarcitas, en cuerpos masivos, de grano grueso, de 1 a 5 m, a veces amalgamados, con bases erosivas y techos planos, con estratificación cruzada de gran escala y frecuentemente bimodal. Hacia la parte superior los cuerpos están estratificados. Suelen ser barras de 0,5 m, sigmoidales, separadas por intervalos con estratificación *flaser* o sigmoides separados entre sí por estratificación *flaser* y lenticular e incluso lentejones de arenisca intercalados con pequeños sigmoides.

En el conjunto superior, los cuerpos cuarcíticos, organizados en ciclos estrato y granocrecientes, están compuestos por sigmoides con intervalos de laminación *ripple*, bimodales frecuentemente y con abundante bioturbación. Se adivina acreción lateral y las barras están cortadas por canales con estratificación cruzada en surco.

	SISTEMA DEPOSICIONAL	SECUENCIAS	UNIDAD CARTOGRAFICA	
ORDOVICICO	BARRAS LITORALES Y LLANURA MAREAL		CUARCITA ARMORICANA 12	
	CHANNEL-LEVEE	EMBALSE DE LA TRANQUERA	SANTED 11	
	CANALES			
	LOBULOS		DERE 10	
	CAMBRICO	PLATAFORMA DISTAL DOMINIO DE TORMENTAS	CASTEJON DE LAS ARMAS — CARENAS	BORRACHON- BALCONCHAN- ALMUNIA 9
			ATECA	
		CHANNEL-LEVEE	DAROCA	
		LOBULOS		ARENISCAS DE DAROCA 8
		ABANICO		
		PRODELTA	HUERMEDA	HUERMEDA 7
DELTA CON REGENERACION DE PLATAFORMA		EMBID-RIBOTA	RIBOTA 6	
			EMBID-JALON 5	
DELTAICO EN REGIMEN MESOMAREAL		BAMBOLA	CUARCITAS DE BAMBOLA 4	

Fig. 2 Columna sintética del Paleozoico secuencias y Fm. cartografiadas en la Hoja de Borobia

En conjunto, esta formación podría interpretarse como resultante de la superposición de dos sistemas deltaicos separados por un lapso de tiempo con el nivel del mar alto (aumento de lutitas). El inferior, dominado enteramente por la acción de las mareas, es deltaico de tipo estuarino (macro o mesomareal) y el superior mixto, con dominio fluvio-mareal (micro o mesomareal).

Petrologicamente son cuarzoarenitas con escasa matriz arcilloso-micácea, su textura al microscopio es heterométrica, y está compuesta de cuarzo, sericita, minerales de hierro y apatito.

La ausencia de fauna, impide una atribución cronoestratigráfica concreta, pero por correlación con otras zonas se le atribuye una edad Cámbrico inferior.

1.1.2. **Formación Capas de Embid. Arcillas abigarradas, pizarras y niveles de cuarcitas (5). Cámbrico inferior**

Aflora únicamente en el ángulo SE, en el extremo NO del anticlinal de Torrijo. La serie levantada en el río Carabán, inmediatamente al S de la Hoja (Hoja de Torrijo), nos permite identificar esta formación dentro de una secuencia mayor (Embid-Ribota) y estimar su potencia en unos 350 m.

La serie comienza por pizarras con intercalaciones de areniscas, que por alteración presentan colores azulados, grises, verdes y rojos. Las areniscas, intercaladas en bancos de no más de 0,5 m, tienen granulometría fina a muy fina y no presentan organización cíclica alguna. Posteriormente, los tramos pelíticos de un espesor de 5 m presentan estratificación lenticular.

Se dan grandes superficies con *ripples*, cubos de pirita y bioturbación, y se intercalan cuerpos areniscosos organizados en ciclos *thickening-coarsening upwards* de 5 a 8 m, que, hacia el techo, presentan frecuentes laminaciones cruzadas planares con cierto retoque mareal (*sigmoidal bedding*). Ocasionalmente se desarrolla algún nivel de carbonato, de 0,3 m con fina laminación.

Sedimentológicamente forman parte de una secuencia mayor, Embid-Ribota, representando una plataforma inferior siliciclástica a la que se superpone otra superior carbonatada (Ribota). A su vez, la plataforma inferior está constituida por un tramo dominado por tormentas (pelíticas) cuyo oleaje ocasiona estratificación *hummocky* sobre el fondo de una plataforma distal. Cuando la tormenta es débil ocasiona delgadas capas de areniscas derivadas de suspensiones turbulentas diluidas. Los niveles areniscosos superiores, corresponden a las barras de desembocadura de los canales distributarios de un delta sometido a mareas (micro o mesomareal) y los nivelillos de carbonato se interpretan como depósitos intra y supramareales en momentos de aporte fluvial nulo.

Petrográficamente, las muestras estudiadas son pizarras bandeadas con orientación poco marcada y mínima recristalización metamórfica compuesta por sericita, cuarzo, turmalina, circón, apatito y clorita.

La atribución cronoestratigráfica al Cámbrico inferior se realiza por posición estratigráfica y correlación con otras zonas.

1.1.3. Formación Dolomías de Ribota (6). Cámbrico inferior

Aflora en la base de las escamas del antiforme de Carabantes y está fuertemente afectada por la tectónica de cabalgamientos ante la que actúa como nivel competente relativo. Corresponde a la parte final de una secuencia mayor (Embid-Ribota) cuyos términos inferiores hemos descrito anteriormente. Su potencia es de unos 80 m.

Se trata de dolomías tableadas y masivas, originalmente calizas, con alguna intercalación de calizas margosas y margas. La estratificación es de mediana a gruesa marcando ciclos estratocrecientes. Se suelen dar dos tipos de secuencias. Una que empieza con base erosiva con cantos del nivel subyacente, encima *ripples* y laminación algal para terminar en costras ferruginizadas. La otra comienza por margas o margo-calizas, encima un término con *ripples* y a techo un paquete dolomítico, ocasionalmente brechoide, con estratificación cruzada en surco.

Sedimentológicamente, se trata de una plataforma carbonatada, que completa a techo la secuencia Embid-Ribota y que corresponde a una parte proximal, muy somera, oscilante entre el intramareal y el submareal.

Bajo el punto de vista petrográfico se trata de calcoesquistos de textura pizarrosa, compuestas por sericita, carbonatos, cuarzo, minerales de hierro y circón.

La atribución al Cámbrico inferior ha podido realizarse en la región de Calatayud, donde se han clasificado *Strenuaeva incondita*, *Kingaspis velatus* y *Lusatiops ribotanus*.

1.1.4. Formación de Pizarras de Huérmeda. Pizarras grises (7). Cámbrico inferior

Aflora, como las restantes formaciones paleozoicas, en el antiforme de Carabantes, dando una banda de dirección NO-SE a lo largo de la cual se encaja el río Carabán. Aunque se han medido 270 m, su potencia es probablemente mayor, ya que se encuentra adelgazada como consecuencia de una intensa tectónica.

Litológicamente es una monótona serie de pizarras, esencialmente arcillosas, de colores grises y verdes, que en la zona basal presenta esporádicas intercalaciones de delgadas capas de turbiditas diluidas y en la zona superior es algo más limosa y/o de arena fina.

Aunque tradicionalmente se interpreta como depósitos de llanura de marea, del estudio sedimentológico, que figura en la documentación complementaria, se pueden extraer las siguientes conclusiones: a) Dado su desarrollo y potencia se interpreta como perteneciente a la parte distal de una plataforma siliciclástica; es decir, en una área prodeltaica dominada tan sólo por procesos de tormentas poco intensas, y b) la parte superior de la serie podría representar las zonas distales del frente deltaico.

Petroológicamente, son pizarras limolíticas, pudiéndose observar un bandeo composicional y oblicuo al mismo, a unos 50° y esquistosidad de crenulación. Su composición mineralógica es mica blanca, cuarzo, clorita, minerales de hierro y turmalina.

La atribución cronoestratigráfica, como en otras unidades del Cámbrico donde no existe fauna, tiene que realizarse por posición estratigráfica; en este caso se atribuye también al Cámbrico inferior.

1.1.5. Formación Areniscas de Daroca (8) Cámbrico inferior

Con una potencia de 200 m, esta formación posee un buen control de campo al estar intercalada entre monótonas series pizarrosas (Huérmeda y Almunia). Está constituida por areniscas de tonos blanquecinos y amarillentos de aspecto masivo y poco cementadas, organizadas en capas entre 0,2 y 0,6 m de potencia que ocasionalmente pueden alcanzar los 2 m e intercalar pizarras verdes. Tienen grano medio a grueso.

Sedimentológicamente, las secuencia tipo, grano y estratocrecientes, representan los lóbulos deposicionales de un sistema turbidítico correspondiente a momentos de *low standing*.

Esta formación comprende el tramo inferior de una secuencia turbidítica mayor y completa que continúa hacia techo con facies pelíticas, que intercalan cuerpos arenosos con estructura deposicional típica de *channel levee*.

Según el análisis petrológico, las rocas son clasificadas como cuarzo-feldespático-micáceas, con una composición del 50 % de cuarzo, 40 % de plagioclasa y en 10 % de mica (fundamentalmente blanca). Los cristales de cuarzo aparecen soldados unos con otros. Las micas, y ocasionalmente las vetas de cuarzo y los sulfuros oxidados, son los encargados de marcar la esquistosidad.

La ausencia de fauna no nos permite una precisión mayor que la de atribuir a esta formación una edad Cámbrico inferior.

1.2. CÁMBRICO MEDIO SUPERIOR-ORDOVÍCICO INFERIOR

1.2.1. Formaciones Almunia, Balconchan y Borrachón. Areniscas, pizarras y cuarcitas (9). Cámbrico medio-Tremadociense

En este término, se ha cartografiado un potente conjunto fundamentalmente pizarroso que incluye unidades bien definidas en otras zonas, pero que, por dificultades de afloramiento, no es posible independizar aquí.

Estarían incluidas la Formación Valdemiedes, que adopta otras denominaciones como pizarras de Murero, en la base; la Formación Almunia, que en la zona de Daroca permite la individualización de cinco miembros; la Formación Balconchán y la Formación Borrachón.

Litológicamente son en general pizarras grises y verdes que intercalan areniscas de grano fino y ocasionalmente margas limolíticas con nódulos dolomíticos y piritosos. Las estructuras más frecuentes son laminación de *ripples* y paralela, así como estratificación *lenser* en las pizarras. La bioturbación oscila entre moderada e intensa.

El origen de estos materiales tiene un claro carácter turbidítico, es decir, el proceso que los originó

es del tipo transporte/sedimentación típico de un flujo gravitatorio caracterizado por tracción más decantación. Serían facies turbidíticas con el nivel del mar alto, ligadas directamente al sistema deltaico del cual, por resedimentación, derivan. La presencia de estructuras *hummocky* que indica una génesis turbulenta, debida a tormentas en una plataforma lejos de la acción de las mareas y oleaje, retifican esta génesis.

El estudio al microscopio permite clasificar los materiales como pizarras limolíticas compuestas por cuarzo, mica blanca, clorita, esfena, turmalina y circón.

La presencia de fauna, en las capas de Manubles (equivalentes a Valdemedes), como *Termierella* sp. y *Acodaparadoxides mureoensis* SDZUY; los trilobites de las pizarras de Mureo de la zona de *Pardailhan* y, en parte, de la zona de *Solenopleuropsis*, y la no presencia de esta última en las capas de Acón parece que son criterios suficientes para asignar a la *Formación Almunia* la edad Cámbrico medio-Cámbrico superior.

La *Formación Balconchán* está constituida, en su conjunto, por dos tramos cuarcíticos separados por un tramo pizarroso y ha sido descrita por SCHMITZ (1.971) con el nombre de «Cuarcita de Barrera» o «Cuarcita del Límite» (*Grenzquiarzit*), ya que en ella está el tránsito Cámbrico-Ordovícico, establecido con fauna por JOSOPAIT en 1.972. La naturaleza cuarcítica de los tramos de techo y muro, y su buena caracterización morfológica, han permitido dividir esta formación allí donde ha sido definida en tres unidades. El tramo cuarcítico inferior se ha caracterizado en la carretera de Ateca al Pantano de la Tranquera (Hoja de Ateca) y está formado por tramos métricos, con una organización interna, Tb-a Ta-e según BOUMA (1.962) y granulometría fina a gruesa. Están retocados en superficie por ondulaciones debidas a laminación de tipo *hummocky*. Presentan organización general estrato y granocreciente, con un espesor mínimo de 0,5 m y máximo de 1,3 m. En numerosos puntos de la región, a techo de esta unidad, se han encontrado conglomerados. En esta Hoja, al NE de la Alameda, en los cerros denominados Los Borregos, aparece un conglomerado cuarcítico, redondeado y de centil 4-5 cm que, aunque en un mal afloramiento, pudiera corresponder con éste, y en un paraje próximo, 2 km más al Sur (El Puntalejo), se han observado pequeños nódulos de fosfato. Estos podrían interpretarse como un parón en la sedimentación que coincidiría con el límite establecido por fauna entre el Cámbrico y el Ordovícico.

El estudio microscópico de las cuarcitas permite clasificarlas petrológicamente como meta-limolitas cuarzo-feldespáticas. Su composición mineralógica es: cuarzo, feldespato potásico, mica blanca, biotita, rutilo, turmalina, circón y limolita, siendo la matriz arcillo-micácea *escasa* (50 %) y el *feldespato del orden del 15 %*.

En este tramo, JOSOPAIT (1.972) cita Billingsella jalonensis y Cruziana semiplicata que datan el Cámbrico superior.

El tramo intermedio está constituido por pizarras grises azuladas, con intercalaciones de lentejones de arenisca de grano fino a muy fino, con estratificación de tipo lenticular, a veces de gran escala, siendo frecuentes los *ripples*. Sedimentológicamente, se incluye en la serie «turbidítica» de Ateca a la Tranquera, y más concretamente, en el término superior de la «Secuencia de Ateca» (ROSELL, 1.988: información complementaria). Se desconocen las plataformas cuya parcial o total destrucción han dado lugar a estos sistemas «turbidíticos», pero el cambio brusco en la vertical desde

estas facies diluidas en capas delgadas, pelíticas, *slumpizadas* en su mayoría, asimilables a facies de *channel levee*, a capas con facies predominantemente areniscosas de la unidad suprayacente, permiten establecer el límite de una unidad estratigráfica mayor.

Petrologicamente se trata de pizarras limolíticas, compuestas por mica blanca, cuarzo, minerales de hierro y turmalina. La recristalización metamórfica es mínima y afecta solamente al material pelítico. Las partículas de cuarzo son subangulosas y aparecen rodeadas por los productos arcillo-micáceos.

La atribución cronoestratigráfica se realiza por similitud con otras zonas donde CARLS (1.986) cita el «pelmatozoo problemático» *Oryetocomus* y el trilobites *Pajonia*, lo que permite datarlas como Tremadoc.

El tramo cuarcítico superior tradicionalmente constituye, junto con las cuarcitas inferiores, la «Cuarcita del límite» (*Grenzquarzit*), aunque en realidad éste se encuentra por encima del límite Cámbrico-Ordovícico. Presenta una potencia de entre 150 y 200 m, está constituido por cuarcitas, en capas gruesas a muy gruesas que presentan retoques con laminación de tipo *hummocky*. La laminación es cruzada o paralela y las estratificaciones *lenser* o *wavy* presentan, hacia el techo, bioturbación y costras ferruginosas. Estos materiales se encuentran formando secuencias positivas que se inician con un cuerpo arenoso, con estructura interna de estratificación cruzada planar y de surco, con superficies erosivas y ocasionalmente laminación paralela, y sobre ellos, materiales más finos, por lo general bioturbados.

Sedimentológicamente el tramo constituye la base de un sistema mayor turbidítico denominado «Secuencia de Castejón de las Armas-Carenas», caracterizado en el arroyo del Valle (1.300 m) al E de La Alameda. Los estudios petrológicos permiten clasificar los materiales como meta-limolitas cuarzo-feldespáticas, compuestas por cuarzo, feldespato, productos arcillo-micáceos y opacos. Se le atribuye, por posición estratigráfica, una edad Tremadoc.

En la *Formación Borrachón*, también englobada en la misma unidad cartográfica, los sedimentos dominantes son pizarras y limolitas verdes a negras, entre las que se intercalan areniscas y cuarcitas en capas generalmente menores de 1 m, aunque ocasionalmente pueden tener 5 m. La potencia del conjunto en la zona es de unos 300 m. Las lutitas se presentan bioturbadas, con aspecto masivo y se disponen en estratos con geometría tabular de hasta 20 m. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son laminación cruzada de oscilación y de corriente, y laminación paralela.

Las areniscas intercaladas son de grano fino a grueso, dominado el fino hacia el techo. Se presentan en estratos tabulares con bases canalizadas, estratificación cruzada planar de bajo ángulo, laminación paralela de alto flujo y localmente laminación *hummocky*.

Sedimentológicamente esta unidad está incluida en la «Secuencia de Castejón de las Armas-Carenas», que constituye una plataforma distal con dominio de tormentas que originan una sedimentación de tipo «turbidítico» en sentido amplio.

Las pizarras, analizadas petrológicamente se clasifican como pizarras limolíticas y están compuestas de mica blanca, cuarzo (distribuido homogéneamente en un 30 %), clorita, opacos y minerales arcillosos.

Desde el punto de vista paleontológico, SCHMITZ (1.971), JOSOPAIT (1.972) y WOLF (1.980), en sus trabajos sobre esta unidad, señalan la presencia de trilobites, braquiópodos y cruzianas, tales como: *Asaphellus sp.*, *Dikelokephalina sp.*, *Shumardia sp.*, *Ectanoglossa sp.*, *Lingulepis cf. acuminatas*, *Cruziana semiplicata*, *Cruziana furcifera* y *Cruziana rugosa*, así como una rica microfauna de Acrítarcos que permiten asignar los sedimentos al Tremadociense.

1.2.2. **Formación Deré. Areniscas y cuarcitas con niveles pizarrosos (10). Tremadociense**

Denominada en la literatura «Cuarcita de Scolithus», presenta una potencia en la zona de unos 500 m y sigue la alineación general de la serie NO-SE, dando lugar al relieve de los Borregos. En algunas zonas, siguiendo los trabajos de SCHMITZ (1.971), se pueden independizar tres miembros. Aquí se ha considerado una sola unidad constituida por areniscas de tonos blanquecinos y amarillentos, y niveles pizarrosos. Existe un nivel cuarcítico en la base que da un resalte morfológico.

Las areniscas y cuarcitas de la parte inferior son de grano fino y lajeadas, mientras en la superior son de grano medio en bancos de 20 a 80 cm. Presentan estratificación cruzada, en surco, laminación paralela, laminación cruzada de bajo ángulo, *ripples* de oscilación y estratificación *flaser* que origina techos ondulados y ocasionalmente bioturbación por *Scolithus*.

Las pizarras intercaladas, de aspecto masivo y geometría tabular de hasta 4 m de potencia, incluyen areniscas lenticulares de hasta 5 cm de espesor en los que se pueden observar *ripples* de oscilación.

Sedimentológicamente corresponde esta unidad al final de la secuencia de Castejón de las Armas, es decir, plataforma distal con dominio de tormentas, estando sus últimos metros constituidos por facies típicas de *channel levee*, donde las capas presentan una estratificación lenticular afectada por pequeños *slumpings*.

Los tramos pizarrosos poseen una composición mineralógica de cuarzo, plagioclasa, clorita, turmalina, circón y rutilo. Se observan fragmentos de argilita marcando la estratificación y una cierta esquistosidad de crenulación a 50° de dicha estratificación. Esta unidad ha podido datarse, en zonas próximas, como Tremadoc por la presencia de trilobites (*Asaphellus sp.*) y huellas de *Cruziana semiplicata* y *Cruciana rugosa*.

1.2.3. **Formación Santed. Pizarras, areniscas y cuarcitas (11). Tremadociense-Arenigiese**

Esta unidad, de la que se han medido en la serie del Pantano de la Tranquera, 1.256 m (Informe complementario), se sitúa entre la Formación Deré y la Cuarcita Armoricana.

Está constituida por una alternancia de areniscas y lutitas pizarrosas de tonos ocre y verdosos con intercalaciones de cuarcita de igual tonalidad. Los cuerpos areniscosos, de espesor entre 0,5 y 1 m, se organizan en ciclos estrato y granocrecientes y están formados por capas con secuencias tipo Tb-e y Ta-e y granulometría fina a media. Las lutitas, que tienen por lo general un aspecto

masivo, se disponen en niveles tabulares de hasta 10 m de potencia, que pueden presentar laminación paralela e intercalan niveles de areniscas con estratificación lenticular. Los niveles cuarcíticos, de 1 a 2 m de potencia, representan escasas intercalaciones de geometría tabular a lo largo de la serie.

Sedimentológicamente esta unidad, que pertenece a la secuencia del Embalse de la Tranquera, corresponde a un sistema turbidítico con sus correspondientes secuencias de lóbulos, canales y *channel levee*.

Petrológicamente, las pizarras están constituidas por mica blanca, cuarzo, minerales carbonosos y opacos, con muy baja recristalización metamórfica. Las areniscas se clasifican como meta-limolitas cuarzosas, con matriz arcillosa que ocupa al menos un 50 % de la roca e impide que los granos de cuarzo estén en contacto. Entre los accesorios se han detectado turmalina, biotita, rutilo y circón. No se han encontrado restos fósiles en esta Hoja, pero en la de Ateca (437) se han identificado faunas que en la base de la unidad permiten definir el Tremadoc y hacia el techo indican Arenig inferior.

1.2.4. Formación Cuarcita Armoricana (12). Arenigiense

Se encuentran afloramientos de esta unidad en el cierre periclinal paleozoico de La Alameda, en el paraje de El Estrepal, aunque tan deficientes que no ha podido levantarse una columna estratigráfica.

Regionalmente, hacia el SE, siguiendo la alineación paleozoica (Hojas núms. 465, 466, 491), la Formación está constituida por tres tramos:

— El inferior, tiene una potencia de 180 m, y está formado por cuarcitas blanquecinas y rojizas, generalmente muy recristalizadas, en capas de 0,3 a 0,6 m. En los bancos inferiores se observan cantos de cuarzo subredondeados, de 1,5 cm de diámetro, dispersos. Ocasionalmente se intercalan pizarras. Suelen presentar estratificaciones cruzadas de gran escala de tipo tabular (ocasionalmente en surco) y tener morfología de barras. En algunos niveles de arenisca hay laminación cruzada de *ripples* y laminación paralela. La bioturbación, en general inexistente, se limita a horizontes muy delimitados.

— El tramo medio tiene una potencia de 45 m. Está constituido por una alternancia de pizarras y areniscas. Las areniscas son de grano fino, laminadas, entre las que se intercalan bancos de areniscas muy compactas, en capas del orden de 20-30 cm. En los niveles arenosos se encuentran laminaciones paralelas o de muy bajo ángulo y, sobre todo, *ripples* de oscilación. Estas areniscas están medianamente bioturbadas.

— El tramo superior tiene una potencia de 85 m. Está constituido por bancos de 0,5 a 2 m de cuarcitas blanquecinas y rojizas, con algunos niveles de areniscas cuarcíticas y pizarras. Suelen presentar estratificación cruzada de gran escala de tipo tabular y morfología de barras. La bioturbación aumenta hacia el techo del tramo, en donde las areniscas presentan con abundancia tubos gruesos de *Scolithus*.

Microscópicamente son ortocuarcitas (cuarzoareniscas) con granos subredondeados, de tamaño arena fina a media, bien clasificados, sin apenas matriz, y cemento bien desarrollado de cuarzo en crecimientos secundarios, con bordes interpenetrados por presión-solución. Los minerales accesorios son circón, turmalina y rutilo.

Paleogeográficamente corresponde a depósitos de llanura de mareas en el tramo medio, mientras que los tramos inferior y superior se interpretan como depósitos de barras litorales desarrolladas sobre esa llanura mareal.

Contienen pistas atribuibles a *Cruziana* y *Scolithus* y se datan como Arenigienses.

1.3. PÉRMICO

1.3.1. **Conglomerados, areniscas, lutitas y niveles de carbón, con intercalaciones de tobas y aglomerados volcánicos (13). Autuniense**

Se trata de una serie volcanoclástica que aparece discordante sobre las series pizarrosas tremado-cienses de las Formaciones Balconchán-Borrachón y bajos los conglomerados del Buntsandstein.

Existe un buen afloramiento en el arroyo Ruidero, donde la serie está constituida (Fig. 3) por unos 260 m de conglomerados de cantos cuarcíticos, areniscas, limolitas con niveles carbonosos y niveles volcanoclásticos de tobas y cineritas de composición variable.

Los niveles de conglomerados de la base y su posición discordante indican una actividad tectónica importante después de las principales fases tectorogénicas hercínicas, una vez ya incluso arrasado el relieve o en proceso de ello. Esta actividad (tardihercínica) tuvo su expresión en importantes movimientos verticales, según fallas normales, que crearon pequeñas cuencas continentales por donde tuvieron lugar las efusiones magmáticas. La presencia de diversos niveles volcano-sedimentarios, entre otros exclusivamente sedimentarios, y el emplazamiento de materiales subvolcánicos entre ellos, indican un magmatismo pluriépisódico, con manifestaciones subvolcánicas y explosivas.

Las características de las facies detríticas y su distribución espacial sugieren un tipo de depósito que no es otro que el de abanicos aluviales. El inicio de la sedimentación viene representado por el relleno de la paleotopografía con conglomerados polimícticos de aspecto caótico sin estratificar. En el curso de su evolución la cuenca se va estabilizando, las facies van presentando mayor madurez y comienzan a intercalarse facies arenosas y otros depósitos típicos de llanura de inundación, en posiciones más distales, e incluso en áreas más aisladas se crean zonas pantanosas generadoras de pequeñas turberas. Todo ello con los abundantes episodios volcanoclásticos intercalados.

La presencia en los niveles carbonosos superiores de una abundante microflora nos ha permitido datar la serie como Autuniense. Se han reconocido entre otras las siguientes especies: *Thymospora thiesseni*, *Wilsonites vesicatus*, *Verrucosporites sinensis*, *Potonieisporites novicus*, *Vittatina costabilis*, *Punctatosporites* cf. *rotundus*, *Spinoporites spinosus*, *Polumorphisporites ornatus*, *Punc-*

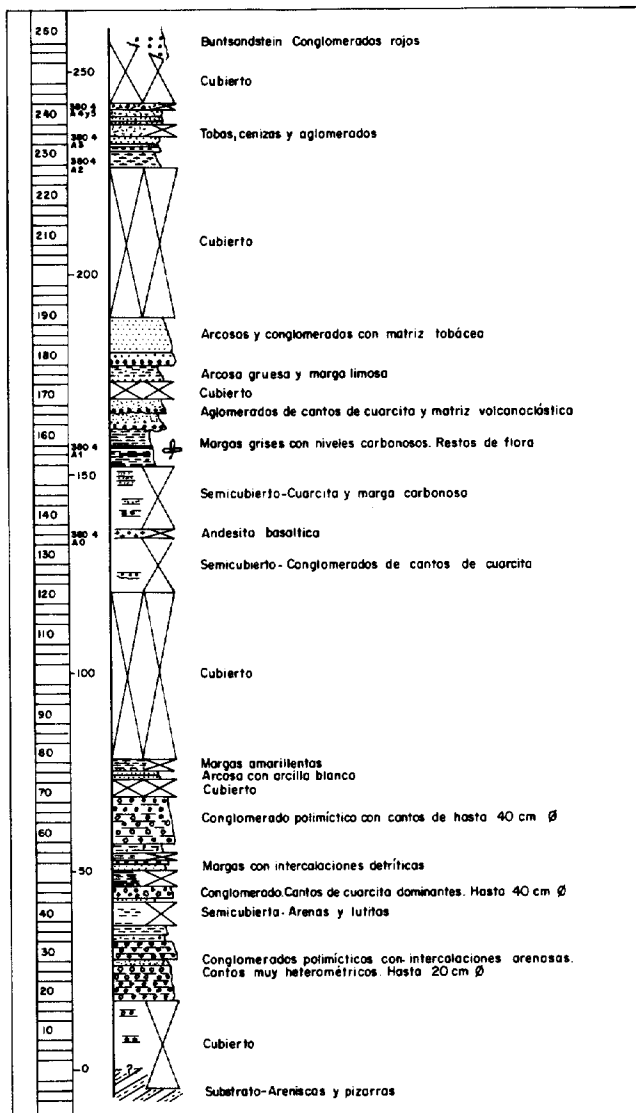


Fig.- 3 Serie volcanoclástica en el arroyo Ruidero
(según LAGO y POCOVI)

tatosporites punctatus, *Lundbladispora gigantea*, *Verrucosisporites donarii*, *Cirratriratides* cf. *saturni*, *Alisporites* sp., *Verrucosisporites pergranulus*. En su estudio cuali y cuantitativo se observa el predominio masivo de polen monosacado (sobre todo del género *Potonieisporites*), asociado a polen bisacado (*Alisporites*) y a polen estriado del género *Vittatina*, con *Vittatina costabilis* como especie más representativa.

Las características de esta microflore permite asignarle una edad Autuniense a la serie, probablemente Autuniense inferior si se tiene en cuenta el «miospore assemblage VC» de CLAYTON et al., 1977, al que corresponde la asociación aquí encontrada.

Otros autores (DE LA PEÑA et al., 1.977a, b), han citado también la presencia de abundante macroflora Autuniense en los niveles carbonosos, entre ella: *Callipteris conferta*, *Cathaysiopteris whitei*, *Dizenfiotheca* sp., *Equisetites elongatus*, *Gamophyllites* sp., *Gigantonoclea largrelii*, *Kerotrophyllites crassinervis*, *Lebachia piniformis*, *Lepidodendron posthumi*, *Paracordatite* sp., *Tingia carbonica* y *Umbellaphyllites annularioides*.

1.4. TRIÁSICO

Los materiales triásicos afloran en facies germánica y se localizan rodeando a los anticlinorios paleozoicos de Carabantes-Reznos, Bijuesa, Torrijo y Malanquilla. Se diferencian perfectamente las tres unidades del sistema: Facies Buntsandstein, Facies Muschelkalk y Facies Keuper.

Sobre el Triásico de la región existe bibliografía abundante, entre la que cabe destacar VIRGILI (1.977) y VIRGILI et al. (1.977) que establecen dataciones de las unidades del Triásico, señalando su diacronía sobre todo en el límite inferior. GARRIDO y VILLENA (1.977) establecieron el estudio secuencial para el Triás germánico, así como su paleogeografía. VILAS et al. (1.977) estudiaron los afloramientos de los alrededores de Nuévalos. RAMOS (1.979) estudio el Triásico en un sector al Oeste de Molina de Aragón y más recientemente, CAPOTE et al. (1.982) realizan un amplio estudio estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico en un área de la Ibérica próxima a esta Hoja.

1.4.1. Conglomerados, areniscas y lutitas. Facies Buntsandstein (14)

Es la típica unidad detrítica roja de la base del Triásico, discordante sobre las series paleozoicas.

Paleogeográficamente el «Bunt» de la Hoja de Borobia pertenece al «Umbral o Alto sedimentario de Ateca» (GARRIDO y VILLENA, 1.977), horst paleozoico que estructurado con dirección NO-SE abarca esta parte de la Cordillera. Los materiales del Umbral representan, por tanto, una pequeña parte (espacial y temporal) de las potentes series de ambas ramas de la Ibérica (Castellana y Aragonesa) mucho más desarrolladas estratigráficamente, ya que lógicamente el umbral debía estar flanqueado por fosas donde la acumulación fue mayor.

En la Hoja se han realizado secciones parciales en la Quiñonería, Bijuesa y La Alameda, y sus espesores varían entre 130 m en La Alameda y 78 m en Bijuesa.

En la Quiñonería posee un espesor de aproximadamente 50 m, aunque en gran parte recubiertos. Pueden distinguirse una serie de tramos cuyas litologías son las siguientes:

— Tramo pelítico rojo-vinoso en la base (\approx 15 m) con intercalaciones delgadas de areniscas de grano fino, a veces bioturbadas que dan lugar a estratificaciones *linsen* y delgados niveles de calizas limosas *stromatolíticas*. En el techo aparecen encostramientos ferruginosos y frecuentes grietas de desecación. En los niveles lenticulares arenosos finos son frecuentes los pseudomorfos de sal.

— Tramo arenoso (\approx 25 m) de granulometría mediana a fina, con intercalaciones pelíticas. Los estratos de hasta 50 cm de espesor tienen la base neta, internamente laminaciones paralelas y a techo están bioturbados o presentan crustificaciones, depositados a partir de flujos gravitatorios, se encuentran a veces en su parte superior retrabajados por corrientes tractivas o cortados por otros cuerpos canalizados con estratificación cruzada, bien planar o bien en surco.

— Areniscas de grano fino a muy fino intercaladas entre pelitas (20 m), dando lugar a una estratificación *wavy y linsen*, en las que esporádicamente pueden intercalarse capas centimétricas de arenisca de grano medio, bien clasificadas y limitadas por planos paralelos.

— Areniscas blanquecinas (\approx 10 m), de tonos amarillentos poco cementados que presentan hacia el techo un nivel pelítico gris-claro que constituye el paso a las facies carbonatadas del Muschelkalk.

En conjunto, la serie puede interpretarse como depositada en un medio lacustre en sentido amplio (quizá *lagoon*), probablemente estacional, al que van a parar corrientes acuosas cargadas de sedimentos que construyen verdaderas barras en la boca de los canales. Estas barras presentan organización interna a modo de *crevasse splay*, pero con menor desarrollo; probablemente se depositaron bajo un régimen de tormentas (estacionales), donde las aguas cargadas de sedimentos iban a parar a una zona deprimida, que esporádicamente se convertía en un lago. Los canales que cortan las barras quedan fosilizados por el propio sedimento retrabajado de la propia barra. Las canalizaciones, por lo general, son efímeras (en algún caso se han observado los canales con acreción lateral) y podrían corresponder a barras de meandro en un medio con fuertes bajadas del régimen de flujo. La sedimentación tiene lugar en «impulsos» (eventos catastróficos), con prolongadas interrupciones en las que se originaron las abundantes costras ferruginosas existentes.

No se conoce la edad y, probablemente, corresponde a una serie con muy poco tiempo representado y con lagunas stratigráficas importantes. Las dataciones realizadas con microflora en la Facies Muschelkalk suprayacente (HERNANDO, S., 1.977; ARACIL, E., y HERNANDO, S., 1.988) sitúan estas facies por debajo del Carniense; por tanto, deben corresponder al Triásico inferior y medio.

1.4.2. Dolomías tableadas y margas. Facies Muschelkalk (15)

Los afloramientos de los materiales de la «Formación Carbonatada media» (GARRIDO Y VILLENA, 1.977) del Triás en facies germánica se sitúan en una banda de alineación NO-SE, formando

parte de los materiales triásicos que recubren los afloramientos paleozoicos. Están constituidas por una sucesión carbonatada-dolomítica que hacia techo presenta intercalaciones margosas.

De los tres tramos o unidades que caracterizan el Trías mediterráneo, presente en gran parte de la Cordillera Ibérica, los materiales aflorantes corresponden en su totalidad al tramo superior y caracterizan, junto con los otros materiales triásicos el denominado Trías Ibérico, como han puesto de manifiesto VIRGILI (1.977), VIRGILI *et al.* (1.977), GARRIDO y VILLENA (*op. cit.*).

Los materiales del Muschelkalk de la región han sido estudiadas por diversos autores, entre los que cabe destacar a MARTIN DONAYRE (1.874), DEREIMS (1.898), WURM (1.911), RICHTER (1.930), MONROSE (1.968), RIBA *et al.*, (1.971), MOJICA (1.977 y 1.979) y recientemente por ARRIBAS (1.979) y ARRIBAS (1.986). Este último estudia el Muschelkalk de esta Hoja, diferenciando dos unidades litoestratigráficas informales que denomina: Dolomías basales y dolomías y margas superiores. Señala, asimismo, que los problemas presentes en el estudio del Muschelkalk se derivan de la situación en zonas de tránsito entre el «Trías mediterráneo» y el «Trías Ibérico», donde se presentan gran variedad de litofacies.

Para el estudio del Muschelkalk se han realizado dos perfiles de detalle, uno situado en el km 7 de la carretera de Torrelapaja a Ateca, en las proximidades de la localidad de Bijuesca y otro en las cercanías de Borobia. En ambos lugares descansa mediante contacto neto, sobre las areniscas y lutitas del Buntsandstein y está constituido por unas dolomías cristalinas, en bancos en su parte basal (correspondientes a la unidad Dolomías basales de ARRIBAS, 1.986), y un conjunto de dolomías estratificadas tableadas a nodulosas con alternancia de margas en su parte superior (correspondientes a la unidad Dolomías y margas superiores del mismo autor). La potencia total es de 70 m en la carretera de Bijuesca y próxima a los 100 m en Borobia.

El tramo de las *dolomías basales* presenta una potencia variable (20 m en Bijuesca y 40 m en Borobia). Está constituido por dolomías ocre y anaranjadas en bancos potentes de hasta 5 m en la base y mejor estratificadas hacia el techo. Se han observado bases irregulares y erosivas, a veces claramente canalizadas con estratificación cruzada de bajo ángulo y superficies onduladas, así como laminación paralela y superficies con *ripples* de oscilación; ocasionalmente se observan morfologías de pequeñas barras. La bioturbación en todo este tramo es continua, aunque poco intensa. Son frecuentes las superficies ferruginizadas y los nódulos de sílex en Bijuesca. Por encima, se sitúa un tramo de dolomías estratificadas en finos bancos, tableadas, onduladas y nodulosas, con potencia variable: inferior a 10 m en Bijuesca y próxima a 20 m en Borobia. Presentan abundante laminación paralela y ondulada de origen algar con porosidad fenestral, así como superficies de *ripples* y superficies onduladas debidas al oleaje. También se ha observado la presencia de pistas y *burrows* horizontales y verticales.

En el tramo de las *dolomías y margas superiores* se diferencia una parte inferior, de potencia comprendida entre 20 y 25 m, consistente en una alternancia de tramos dolomíticos, bien estratificados y tableados, frecuentemente ondulados y ocasionalmente nodulosos, con margas (en menor proporción) grises y verdes que, a veces, intercalan delgados lechos dolomíticos laminados. Poseen estratificación ondulada con frecuentes superficies de *ripples*, laminación algar y estratificación *flaser*, bioturbación con abundantes pistas y señales de desecación, grietas y porosidad fenestral. En los niveles margosos se reconoce estratificación lenticular. Aparecen

algunos niveles brechoides y, ocasionalmente, bases canalizadas. También se han observado (Borobia) algunas geometrías de depósito en forma de pequeñas barras.

La parte alta de la unidad está constituida por un predominio de margas grises y verdes con pequeñas intercalaciones dolomíticas. Las margas presentan algo de bioturbación, a veces lenticular, y los niveles dolomíticos aparecen con bases planas o débilmente canalizadas, con estratificación paralela o nodulosa muy tableada e intensamente laminada (origen algar) y estratificación *flaser*. Los niveles estromatolíticos están acompañados de superficies de *ripples* y grietas de desecación, *tepees*, y moldes de evaporitas, y frecuentes superficies ferruginosas. Sobre estos materiales descansan las margas rojas de las Facies Keuper.

El análisis de las facies y sus asociaciones, así como su ordenación, permiten establecer algunas precisiones en relación al ambiente sedimentario. En primer lugar, el contacto brusco de los materiales carbonatados sobre los terrígenos del Bunsandstein señala una rápida transgresión marina con instalación de un ambiente de plataforma somera-llanura de marea submareal, sometida a la acción de corrientes y oleaje como muestran las barras, canales y *ripples*. Las frecuentes superficies ferruginosas y laminaciones señalarían los episodios de somerización con los que están relacionados los niveles de nódulos de sílex.

Por encima aparecen evidencias de una evolución general de somerización con la instalación de una llanura intermareal con cierta influencia terrígena. En esta llanura tendría lugar una amplia colonización algar, sobre los depósitos de corriente (estratificación lenticular, *ripples*, superficies onduladas, *megaripples*) con posibles episodios de más agitación. Esta llanura se encuentra ampliamente colonizada por organismos bentónicos. La presencia de estratificación *flaser* y de delgados niveles margosos pone de manifiesto la entrada de terrígenos en este contexto.

Los niveles superiores con predominio de margas con delgados niveles dolomíticos tableados intercalados representan una evolución de ambientes someros de llanura inter a supramareal, como puede deducirse de la bioturbación que afecta a los tramos margosos y de la intensa colonización algar estromatolítica y abundancia de pistas, grietas de desecación, y *tepees* que se observan en los niveles dolomíticos. La presencia de moldes de evaporitas en los niveles superiores indicaría las condiciones hipersalinas y de aridez climática (*sebkha*) que caracterizan los depósitos del Keuper.

El conjunto de la unidad presenta una evolución que responde a una secuencia de somerización que se inicia en la base (con un rápido impulso transgresivo) con la instalación de una plataforma carbonatada-llanura de marea, dominada por corrientes y oleajes en condiciones submareales. Progresivamente la sedimentación tiene lugar en áreas más proximales, ambientes intermareales, en los que se deja sentir la llegada de material terrígeno fino y redistribución durante episodios de agitación mayor. El progresivo predominio de colonización algar y estructuras de desecación marca el tránsito hacia ambientes supramareales con amplio desarrollo de una llanura de fangos en condiciones de progresiva aridez.

1.4.3. Margas abigarradas y yesos. Facies Keuper (16)

Facies escasamente representada en la Hoja. Aflora en el núcleo anticlinal de Ciria y en la base de alguna de las escamas que constituyen esa zona anticlinal o «Cuña de Ciria», siempre muy tectonizado y laminado, ya que su plasticidad es la que favorece el despegue de las distintas escamas. También aparece con las típicas facies de arcillas rojas y yesos —muy espectaculares— en la terminación NO del anticlinorio paleozoico de Torrijo y rodeando a los de Bijuesca y Reznos. Al SO del cabalgamiento de Carabantes-Reznos apenas aflora, debido al recubrimiento de la Facies Utrillas —*onlap*— que llega a situarse incluso sobre el Buntsandstein.

Litológicamente, la unidad está constituida por arcillas rojas, margas, limolitas y niveles de yesos blancos. No se han encontrado los niveles carbonatados descritos en áreas próximas. Los yesos presentan texturas de origen sedimentario: alabastrina, fibrosa, nodulosa y enterolítica.

Su espesor es muy variable tanto por su carácter plástico como por su irregularidad paleogeográfica. En cualquier caso no supera los 40-50 m.

Según diversos autores, este tipo de facies presenta unas características texturales y estructurales que permiten su interpretación como depósitos correspondientes a ambientes de *lagoon* hipersalino o *sebkhas* continentales en clima árido, con etapas de intensa evaporación.

No ha sido posible levantar columnas y, por tanto, no se han diferenciado los tramos descritos por VILAS *et al.* (1.977), HERNANDO (1.977) y CAPOTE *et al.* (1.982). Solamente se ha observado el tramo basal que está constituido por las ya mencionadas lutitas rojas, en las que se intercalan con frecuencia niveles yesíferos y, en algún caso, niveles de arena de escasa potencia con laminación cruzada.

VIRGILI (1.977) y VIRGILI *et al.* (1.977), atribuyen a estas facies una edad Triásico superior (Carniense-Noriense) para la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

1.5. JURÁSICO

Los materiales correspondientes al Jurásico afloran en la mitad Este de la Hoja, destacándose por su calidad los correspondientes a las áreas de Ciria, Torrelapaja, Berdejo y Bijuesca, los cuales han sido objeto de diversos estudios específicos. Las características generales de los materiales del Jurásico en el afloramiento de Ciria fueron descritas por MENSINK (1.966); la estratigrafía de los materiales del Jurásico medio y superior en Ciria y en Bijuesca fue estudiada por BULARD (1.970); y los materiales correspondientes al Bathoniense y Calloviense de esta zona han sido estudiados por WILDE (1.988a, b).

Se ha levantado una sección estratigráfica detallada en el barranco del Celorio, situado en las proximidades de Ciria, donde han podido observarse, en condiciones excepcionales de afloramiento, las características estratigráficas y sedimentológicas de los materiales carbonatados del Jurásico a lo largo de una sucesión prácticamente continua de cerca de 820 m de espesor. La comparación entre la sucesión encontrada y las descritas en otros sectores de la Cordillera Ibérica, permiten

reconocer la presencia de una serie de unidades litoestratigráficas formales previamente definidas por GOY, GÓMEZ y YÉBENES (1.976), GÓMEZ (1.979); GÓMEZ y GOY (1.979), DRAGASTAN *et al.* (1.987) y WILDE (1.88a, b); en base a las cuales se han agrupado los materiales del Jurásico en seis unidades cartográficas, cuya equivalencia con las unidades litoestratigráficas formales puede verse en la figura 4.

A continuación se describirán, independientemente, las distintas formaciones, aunque cartográficamente se han agrupado algunas (la unidad cartográfica núm. 17, engloba a las Dolomías de Imón y a las Carniolas de Cortes de Tajuña, y la núm. 20 a las Formaciones Cerro del Pez, Barahona y Turmiel).

1.5.1. **Carniolas, calizas y dolomías tableadas. Formaciones Imón, Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas (19). Triásico superior-Pliensbachiense.**

La dificultad en la división cartográfica de las dos unidades que se describen a continuación (17) y (18), llevan al establecimiento de una unidad cartográfica compresiva con las características propias de ambas unidades.

1.5.1.1. *Formaciones Dolomías tableadas de Imón y Carniolas de Cortes de Tajuña (17). Triásico superior-Sinemuriense.*

a) *Formación Dolomías tableadas de Imón.*

Los materiales correspondientes a la Formación Dolomías tableadas de Imón no afloran en el barranco del Celorio, debido a que el contacto entre el Keuper y la sección carbonatada se encuentra mecanizado. En el área de Berdejo-Bijuesca puede observarse que esta unidad está compuesta por un conjunto de dolomías cristalinas grises a beiges bien estratificadas en capas de 10-30 cm, con intercalaciones de otras algo más gruesas. La unidad esta limitada tanto en su base como en su techo por sendas discontinuidades estratigráficas.

Su contenido fósil es muy escaso, encontrándose únicamente finas conchas de bivalvos. La edad permanece incierta, aunque algunos autores (GOY *et al.*, 1.976; GOY y YÉBENES, 1.977; CAPOTE *et al.*, 1.982) opinan que esta unidad podría pertenecer al Triásico superior, atribuyéndose una edad Noriense a la discontinuidad situada en el techo de esta unidad (YÉBENES *et al.*, 1.988).

b) *Formación Carniolas de Cortes de Tajuña.*

En el área de Ciria esta unidad está compuesta por un conjunto de dolomías cristalinas beiges a grises y amarillentas y brechas dolomíticas, masivas a mal estratificadas y oquerosas, que alcanza un espesor de 140 m.

No se han encontrado fósiles, por lo que no pueden aportarse datos concretos acerca de su edad. Para algunos autores dentro de ella se encuentra el límite entre el Triásico y el Jurásico (CASTILLO-HERRADOR, 1.979), mientras que otros (YÉBENES *et al.*, 1.988), basados en criterios de estratigrafía secuencial, piensan que su edad es Hettangiense-Sinemuriense.

No han podido reconocerse estructuras sedimentarias primarias en esta unidad. A partir de los sondeos petrolíferos perforados en la Cordillera Ibérica y en sus zonas marginales, así como las observaciones de superficie que pueden realizarse en algunas localidades (GÓMEZ, *in litt.*), se puede deducir que el equivalente lateral en el subsuelo de la Formación Cortes de Tajuña está constituido por un conjunto de sales, generalmente anhidritas, con intercalaciones de dolomías, que puede llegar a tener varios cientos de metros de espesor. En el sondeo Castilfrío-1, perforado a unos 45 km al Noreste de Ciria, sobre 157 m de anhidritas gris-blancas con escasas intercala-

EDAD		UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS		UNIDADES CARTOGRAFICAS			
ESPESOR		GOY, GOMEZ y YEBENES, 1976 GÓMEZ, GOY, 1979; GÓMEZ, 1979	DRAGASTAN et al., 1987 WILDE, 1988				
JURASICO SUPERIOR	KIMMER.	900	W E A L D		23		
			Fm. CALIZAS CON ONCOLITOS DE HIGUERUELAS	Fm. CALIZAS Y ARENISCAS CICLICAS DE ALDEALPOZO			
	JURASICO MEDIO	CALLOVIENSIS OXF.	700	Fm. CARBONATADA DE CHELVA (parte)	Fm. ARENISCAS CALCAREAS DE POZALMURO	22	
					Fm. CALIZAS OOLITICAS DE MANUBLES		21
	JURASICO INFERIOR	TOARCI. BAJ., BATHONIENSE	600	Fm. CALIZAS BIOCLASTICAS DE BARAHONA	19		
				Fm. MARGAS GRISES DE CERRO DEL PEZ			
				Fm. CALIZAS Y DOLOMIAS TABLEADAS DE CUEVAS LABRADAS			
				Fm. CARNIOLAS DE CORTES DE TAJUNA			
				Fm. DOLOMIAS TABLEADAS DE IMON			
JURASICO INFERIOR	PLEINSBACHENSE	400	KEUPER		16		
			Fm. ALTERNANCIA DE MARGAS Y CALIZAS DE TURMIEL	20			
JURASICO INFERIOR	TOARCI. BAJ., BATHONIENSE	300	KEUPER		18		
			Fm. CALIZAS Y DOLOMIAS TABLEADAS DE CUEVAS LABRADAS	17			
JURASICO INFERIOR	HETT. - SINEM.	0	KEUPER		17		
			Fm. CARNIOLAS DE CORTES DE TAJUNA	19			
JURASICO INFERIOR	TOARCI. BAJ., BATHONIENSE	200	KEUPER		18		
			Fm. CALIZAS Y DOLOMIAS TABLEADAS DE CUEVAS LABRADAS	19			
JURASICO INFERIOR	TOARCI. BAJ., BATHONIENSE	100	KEUPER		17		
			Fm. CARNIOLAS DE CORTES DE TAJUNA	19			
JURASICO INFERIOR	TOARCI. BAJ., BATHONIENSE	0	KEUPER		16		
			Fm. DOLOMIAS TABLEADAS DE IMON	19			

Fig.-4 Tabla mostrando un esquema de la sucesión de los materiales del Jurásico en Ciria, las Unidades litoestratigráficas definidas por los diferentes autores y las unidades cartográficas utilizadas en la Hoja de Borobia

ciones dolomíticas atribuidas al Keuper, se encontraron 50 m de dolomías grises con intercalaciones anhidríticas y 75 m de anhidritas blancas con intercalaciones de dolomías, representando el equivalente lateral de la Formación Cortes de Tajuña.

Los datos expuestos indican que esta unidad se depositó en ambientes de *sebkha* a plataforma fuertemente restringida, bajo condiciones climáticas áridas, en la que se llevó a cabo una activa sedimentación de evaporitas y, en menor proporción, de carbonatos depositados en ambientes sub a supramareales. La disolución posterior de las evaporitas provocó la formación de grandes cavidades, dando lugar a la fragmentación y colapso de los materiales carbonáticos, originándose la litofacies de brechas, así como la dolomitización, recristalización, posterior lixiviación parcial, etc., de los materiales de esta unidad.

1.5.1.2. Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (18). Pliensbachiense.

En el barranco del Celorio está constituida por una sucesión de rocas carbonatas de 200 m de espesor, dentro de la cual se puede distinguir un tramo inferior y otro superior.

a) Tramo inferior

El conjunto inferior consta de 80 m de calizas grises *mudstone*, localmente recristalizadas, con intercalaciones de calizas *wackestone* con oolitos, *pellets* y bioclastos, calizas *wackestone-packstone*; calizas *packstone* de bioclastos y oolitos; calizas *packstone-grainstone* y calizas *grainstone* oolíticas, bioclásticas y en menor proporción con *pellets* e intraclastos. Se disponen en capas cuyo espesor puede llegar a superar los 60 cm, aunque lo más frecuente es que oscile entre 20 y 40 cm.

Se reconocen restos de bivalvos, equinodermos, crinoides, gasterópodos, algas y foraminíferos. Cabe destacar la presencia de *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), *Palaeodasycladus cf. elongatulus* (PRATURLON), *Cayeuxia* sp., *Lingulina* sp., *Fronicularia* sp., *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp. En base a criterios de estratigrafía secuencial, mediante la correlación de esta unidad con sus equivalentes en otras áreas donde contiene ammonites, YÉBENES *et al.* (1.988) atribuye a esta unidad una edad Pliensbachiense.

En este conjunto inferior las estructuras sedimentarias son relativamente frecuentes. Las calizas *grainstone* se disponen en cuerpos con geometría de barras, frecuentemente con estratificación cruzada planar de gran escala, y cuerpos canalizados de base erosiva. También se encuentran «*rills*» bioclásticos compuestos por calizas *packstone* de fósiles, laminación cruzada de pequeña escala asociada a *ripples* a veces de oleaje, laminaciones de algas, pliegues enterolíticos y *tepees*. La bioturbación suele ser de escasa a moderada, y normalmente es más abundante en los tramos de *mudstone*.

Todas estas estructuras sedimentarias se ordenan en secuencias de somerización (Fig. 5a, b), secuencias granodecrescentes de relleno de canales (Fig. 5c, d, e), secuencias granocrecientes debidas a la progradación de barras, principalmente oolíticas (Fig. 5f, g), y secuencias estratocrecientes de calizas *mudstone* (Fig. 5h).

La sedimentación de este conjunto inferior se ha llevado a cabo en una plataforma somera de carbonatos donde pueden distinguirse tanto ambientes submareales de alta y baja energía como ambientes intermareales y ambientes supramareales de clima árido con sedimentación de carbonatos y evaporitas.

b) Tramo superior

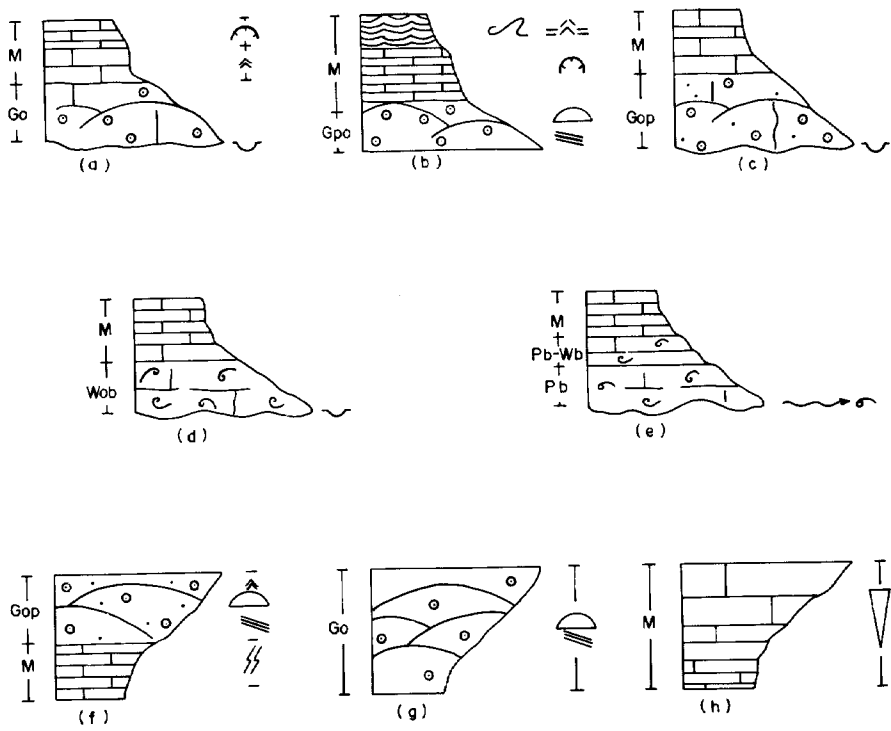
El tramo superior de la Formación Cuevas Labradas está constituido por 120 m de calizas grises, localmente beige a rojizas, bien estratificadas en capas y bancos cuyos espesores pueden oscilar entre 5 y 70 cm, aunque lo más frecuente es que varíen entre 10 y 30 cm. Ocasionalmente las calizas pueden tener aspecto noduloso y contener intercalaciones de calizas margosas, con frecuencia en capas finas nodulosas y margas grises. Entre las calizas predominan claramente las micríticas (*mudstone*), pero también se encuentran intercalaciones de calizas *mudstone-wackestone*, así como calizas *wackestone*, *packstone*, *packstone-grainstone* y *grainstone* bioclásticos.

Entre los restos fósiles son frecuentes los bivalvos, ostreoides, crinoides, braquiópodos, ostrácodos, pectínidos, gasterópodos y foraminíferos. Se ha podido determinar la presencia de *Lingulina pupa* (TERQ.), *Lingulina* aff. *tenera* BORN., *Eggerella* sp., *Lenticulina* sp., *Dentalina* sp., *Frondicularia* sp. Por las mismas razones expuestas para el tramo inferior se atribuye a este conjunto litológico una edad Pliensbachense.

Las estructuras sedimentarias son relativamente escasas en este tramo. En los cuerpos de *grainstone* bioclástico se reconocen morfologías de barras con estructura interna de laminación cruzada planar de gran escala. Es frecuente la presencia de «*riils*» bioclásticos, laminación cruzada de pequeña escala debida a *ripples* de oleaje, y costras ferruginosas con diferentes grados de desarrollo, a veces asociadas a superficies de removilización y/o superficies perforadas. Las estructuras y texturas de bioturbación son frecuentes a lo largo de todo este tramo superior.

Las diferentes litologías y estructuras sedimentarias se organizan en secuencias del tipo de las representadas en la figura 6a-g. En su mayor parte se trata de secuencias de somerización (Fig. 6a-e) con frecuencia estrato y granodecrecientes, delimitadas por superficies y/o niveles de removilización que contienen perforaciones biogénicas y superficies ferruginosas. En menor proporción se encuentran secuencias constituidas por términos de *mudstone* estratodecrecientes (Fig. 6f-g) que pueden contener un término superior margoso.

El conjunto superior de la Formación Cuevas Labradas se ha depositado en un ambiente de plataforma interna submareal somera, de carbonatos, con escasos episodios de entrada de materiales terrígenos finos, generalmente bajo condiciones de escasa energía hidrodinámica; pero que estuvo sometida local y ocasionalmente a la acción del oleaje y de la energía inducida por las tempestades. Esta plataforma muestra indicaciones de la existencia de etapas con cierto grado de confinamiento ocasional, y dentro de la alta tasa generalizada de producción y sedimentación de carbonatos, resultado del equilibrio subsidencia-sedimentación, se reconocen etapas de cementación temprana con formación de encostramientos ferruginosos y perforaciones biogénicas.



LEYENDA

- | | | | |
|--|--|--|--|
| | Cuerpos canalizados | | Secuencia estratocrescente |
| | Barras o megaripples | | Bioturbación moderada |
| | Laminación cruzada planar de gran escala | | Mudstone |
| | Rills bioclásticos | | wob Wackestone de oolitos y bioclastos |
| | Ripples de oleaje | | Wb Wackestone de bioclásticos |
| | Laminación de algas | | Pb Packstone de bioclásticos |
| | Pliegues oterolíticos | | Go Grainstone de oolitos |
| | Tepees | | Gop Grainstone de oolitos y pellets |

Fig.-5 Secuencias tipo del tramo inferior de la Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas

1.5.2. **Margas grises, calizas bioclásticas y alternancia de margas y calizas. Formaciones Cerro del Pez, Barahona y Turmiel (20). Pliensbachiense-Toarciense.**

Formación Margas grises de Cerro del Pez.

En la sección del Barranco del Celorio se atribuye a esta unidad una sucesión de 12 m de espesor constituida por margas grises, fétidas, con los planos de estratificación ondulados y aspecto noduloso. El contenido fósil es escaso, encontrándose restos de bivalvos y belemnites, y la bioturbación es moderada a lo largo de toda la unidad. Por comparación con otros sectores en los que los fósiles son más frecuentes, se atribuye a esta formación una edad Pliensbachiense. Su sedimentación se ha llevado a cabo en una plataforma submareal somera de baja energía, con cierto grado de restricción, a la que llegaban abundantes aportes de materiales terrígenos finos.

Formación Calizas bioclásticas de Barahona.

Está compuesta por una sucesión de calizas *wackestone* a *packstone*, bioclásticas de tonos grises a beige, fétidas, dispuestas en capas de 5 a 20 cm, con los planos de estratificación ondulados. En el techo de la unidad se reconoce una costra ferruginosa bien desarrollada.

Los restos de macrofósiles son abundantes, especialmente los restos de ostréidos (*Gryphaea*). En menor proporción se encuentran bivalvos, belemnites y braquiópodos. En base a su contenido fósil y a su comparación con otras áreas se le atribuye una edad Pliensbachiense superior.

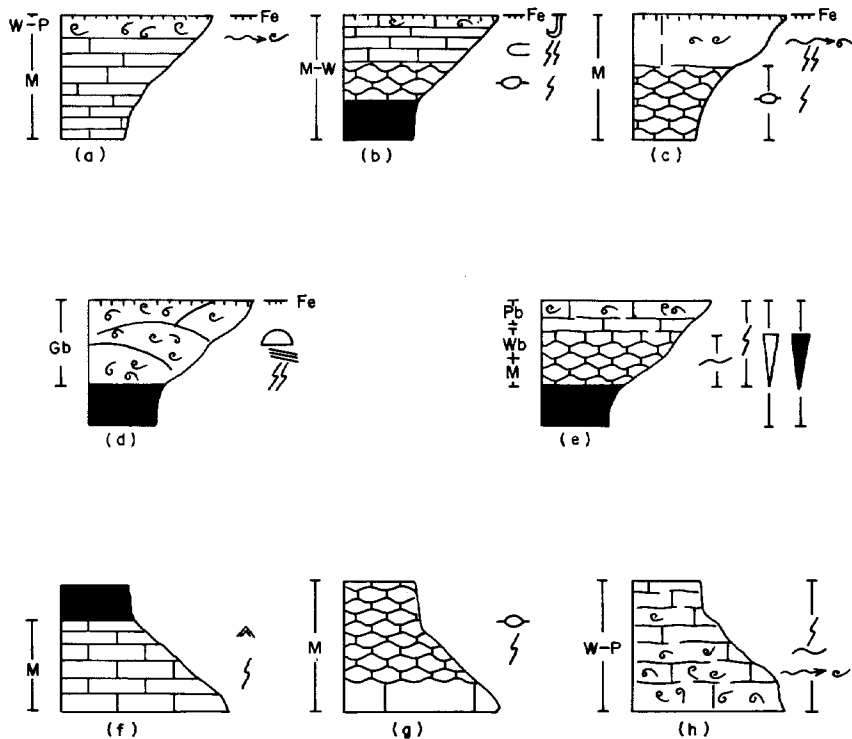
Las estructuras sedimentarias son escasas. Se encuentran «*rills*» bioclásticos y son frecuentes las estructuras y texturas de bioturbación, organizándose en secuencias del tipo de las representadas en la figura 6h. La sedimentación de la Formación Barahona se ha llevado a cabo en una plataforma de extensión, submareal, de escasa profundidad, afectada ocasionalmente por la energía hidrodinámica de la acción de las tempestades.

Formación Alternancia de margas y calizas de Turmiel.

En el barranco del Celorio se han medido un total de 59 m de espesor de materiales correspondientes a esta unidad, aunque algunos de sus tramos se encuentran parcialmente cubiertos. Está compuesta por una alternancia de margas grises y calizas micríticas (*mudstone* a *wackestone*, ocasionalmente *packstone*) grises a beige con proporción variable de bioclastos, frecuentemente con los planos de estratificación ondulados y aspecto noduloso.

Los fósiles son abundantes y con frecuencia se encuentran concentrados en niveles de removilización. Se reconocen bivalvos, ostreidos, gasterópodos, pectínidos, braquiópodos, crinoides, belemnites y ammonites. Su edad, al igual que en la mayor parte de la Cordillera Ibérica, es Toarciense.

Las estructuras sedimentarias son muy escasas. Se reconocen «*rills*» bioclásticos, y las estructuras y texturas de bioturbación están presentes a lo largo de toda la unidad. La mayor parte de ésta se encuentra compuesta por secuencias de tipo marga-caliza (Fig. 7a), y en menor proporción secuencias granodecrecientes (Fig. 7b).



LEYENDA

- | | | | |
|--|--|----|----------------------------|
| | Barras o megaripples | | Secuencia estratocreciente |
| | Laminación cruzada planar de gran escala | | Secuencia granocreciente |
| | Rills bioclásticos | | |
| | Ripples de oleaje | | |
| | Bioturbación escasa | | |
| | Bioturbación moderada | | |
| | Perforaciones biogénicas | | |
| | Pistas horizontales | | |
| | Estratificación ondulada | | |
| | Estratificación nodulosa | | |
| | Costra ferruginosa | | |
| | | M | Mudstone |
| | | W | Wackestone |
| | | Wb | Wackestone bioclástico |
| | | P | Packstone |
| | | Pb | Packstone bioclástico |
| | | Gb | Grainstone bioclástico |

Fig.- 6 Secuencias tipo del tramo superior de la Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (a-g) y de la Fm. Calizas bioclásticas de Barahona (h)

La sedimentación de la Formación Turmiel se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma externa submareal, en general, aceptablemente comunicada y de salinidad normal, en condiciones hidrodinámicas generalmente de baja energía, por debajo del nivel normal de oleaje, pero afectada local y ocasionalmente por el nivel de oleaje de las tempestades, y por los frecuentes aportes de materiales terrígenos finos.

1.5.3. Formación carbonatada de Chelva. Calizas oolíticas y calizas micríticas (21). Aalenense-Calloviense inferior.

En esta unidad cartográfica se ha representado un conjunto de rocas carbonatadas que corresponden a parte de la Formación Carbonatada de Chelva. Dentro de ella pueden distinguirse dos tramos, uno inferior fundamentalmente micrítico y otro superior constituido por una sucesión de calizas *grainstone* oolíticas. A este tramo superior WILDE (1.988a, b) lo define como una unidad formal con el mismo rango que la Formación Chelva a la que denomina Formación Calizas oolíticas de Manubles, y al que asigna una extensión local, circunscrita al área de Ciria, Torrelapaja, Berdejo y Bijuesca.

a) Tramo inferior

Con un espesor de 12 m está compuesto por una sucesión de calizas *wackestone* bioclásticas con calizas *packstone* y *grainstone* bioclásticas en mucha menor proporción, de colores grises a beige, y estratificadas en capas medias a gruesas, entre las cuales se encuentran intercalaciones de calizas *mudstone*, localmente *wackestone*, nodulosas, en capas de 10 a 15 cm.

Los fósiles son abundantes, concentrándose preferentemente en niveles de removilización, los cuales son muy frecuentes en todo el tramo. En ello se reconocen con frecuencia, evidencias de reelaboración taxonómica, entre las que abundan la presencia de moldes internos fosfáticos. Son abundantes los crinoides y, en menor proporción, se encuentran espongiarios, bivalvos y belemnites, reconociéndose también conchas de braquiópodos, gasterópodos y ammonites. Entre los microfósiles se reconocen *Lenticulina* sp., *Lingulina* sp. y *Dentalina* sp. No se pueden aportar datos precisos acerca de la edad de este tramo. WILDE (1.988a, b) sitúa a techo de esta unidad una discontinuidad de edad intra-Bajociense superior, por lo que la edad de este tramo en Ciria comprendería al Aalenense, Bajociense inferior y parte del Bajociense superior.

Las estructuras sedimentarias son relativamente escasas. Se encuentran escasos cuerpos bioclásticos de base erosiva irregular, y algunos otros con morfología de barra. No obstante, lo más frecuente es la presencia de cuerpos micríticos bioclásticos limitados en su techo y a veces en su base por niveles de removilización con fósiles reelaborados y resedimentados, frecuentemente limitados por superficies con perforaciones biogénicas y costras ferruginosas. Las estructuras y texturas de bioturbación están presentes en todo el tramo.

El conjunto se organiza en secuencias de somerización (Fig. 7c-e) en las que puede encontrarse un término inferior más o menos desarrollado, constituido por calizas *mudstone* nodulosas, o

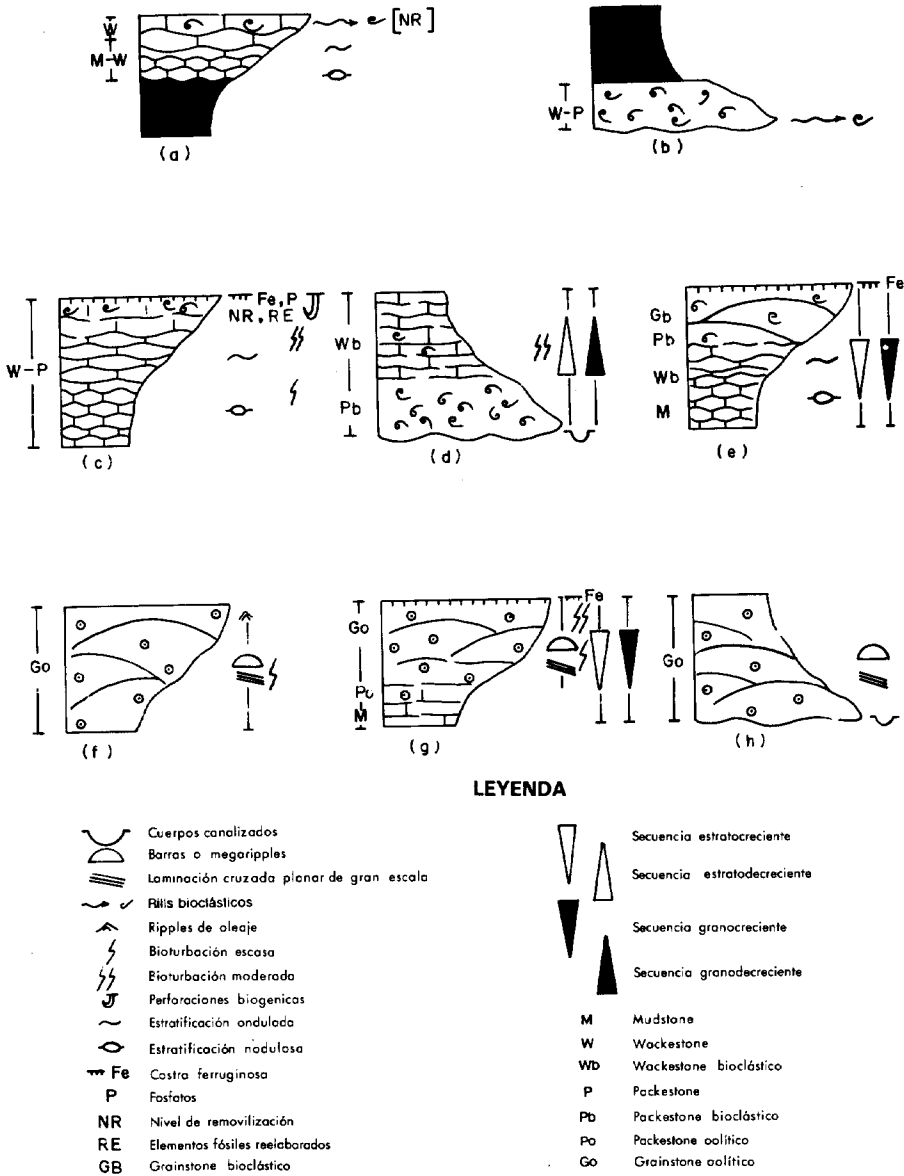


Fig. - 7 Secuencias tipo de la Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel (a-b) de la Fm. Carbonatada de Chelva (c-e) y tramo superior de la Fm. Chelva (f-h)

bien un término bioclástico canalizado residual, sobre el que se dispone otro término de *wackestone* a *grainstone* bioclástico, que incluso puede presentar localmente morfología de barra, y que suele estar delimitado por niveles de removilización, superficies perforadas y costras ferruginosas.

La sedimentación de este tramo inferior de la Formación Chelva se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma externa somera, generalmente de baja energía hidrodinámica, pero con episodios de energía más elevada, capaces de producir procesos de retrabajamiento de los sedimentos y reelaboración de los fósiles, y episodios en los que los fondos podrían verse sometidos a la acción del oleaje. Con cierta frecuencia se generaban en esta plataforma ambientes suficientemente restringidos como para resultar poco adecuados para el desarrollo de organismos bentónicos, los cuales alternaron con episodios de ambientes más abiertos que permitieron que los fondos se vieran poblados por una amplia variedad de organismos, incluyendo los colonizadores de sustrato duro, y la llegada de organismos nectónicos, probablemente aportados en buena parte por la deriva necroplanctónica.

b) *Tramo superior*

El tramo superior se encuentra separado del inferior por un nivel de removilización con una costra ferruginosa, y está constituido por un conjunto de calizas *grainstone* oolíticas grises con los oolitos generalmente bien clasificados, dispuestos en capas y bancos gruesos a muy gruesos, con intercalaciones muy escasas de calizas *mudstone* y de calizas *wackestone* a *packstone* oolíticas. El espesor total de este tramo en el Barranco del Celorio es muy próximo a los 200 m, disminuyendo hacia el Sureste, donde se encuentran espesores de 75 m (WILDE, 1.988a, b). La unidad termina en una costra ferruginosa bien desarrollada sobre la que se apoya la unidad cartográfica siguiente.

El contenido en macrofósiles es relativamente escaso. Se reconocen restos de bivalvos y en menor proporción algas, gasterópodos, ostrácodos, oncolitos, espículas, serpúlidos y foraminíferos. Se han podido reconocer *Protopeneroplis* sp., *Palaeomiliolina* sp., *Gaudryina* sp. y *Eggerella* sp. Según WILDE (*op. cit.*), este tramo tiene una edad Bajociense superior (parte), Bathoniense y Calloviense inferior (parte).

Las estructuras sedimentarias son muy abundantes. A lo largo de todo el tramo pueden observarse, de forma casi continua, cuerpos con morfología de barras, en los que puede apreciarse con frecuencia su estructura interna compuesta por laminación cruzada planar de gran escala. En mucha menor proporción se encuentran cuerpos canalizados y localmente se reconocen *ripples* de oleaje. Ocasionalmente se presentan superficies ferruginosas una de las cuales, probablemente la más desarrollada, se sitúa en el techo de la unidad. Las estructuras y especialmente las texturas de bioturbación están presentes en todo el tramo, siendo la bioturbación generalmente más intensa en los niveles limitados por superficies ferruginosas.

El conjunto se dispone en secuencias en su mayor parte estratocrecientes, generadas por la migración de barras de *grainstone* oolíticos que se disponen con frecuencia amalgamadas (Fig. 7f). En algunas de las secuencias puede observarse un término inferior más micrítico, de tipo

pakstone o *wackestone* oolítico, e incluso *mudstone*, originando secuencias estrato y granocrecientes (Fig. 7g) y localmente cuerpos con la base erosiva (Fig. 7h).

La sedimentación de esta unidad corresponde a un ambiente de plataforma somera de carbonatos de alta energía hidrodinámica dominada por el oleaje, bien oxigenada y con salinidad normal, en la que la fuerte subsidencia registrada se vio compensada continuamente por una alta tasa de producción y sedimentación de carbonatos. Respecto al tramo inferior, este campo oolítico representa una caída del nivel del mar que provoca la progradación del sistema de barras generadas en ambientes de alta energía de la plataforma somera sobre los ambientes de plataforma externa de energía generalmente baja a moderada.

1.5.4. Formación Pozalmuro. Calizas, margocalizas limosas y areniscas (22). Calloviense inferior-Kimmeridgiense.

Esta unidad cartográfica, que abarca parte de la Formación Chelva y coincide con la Formación Pozalmuro definida por WILDE (1.988a, b), está constituida por dos tramos de desigual espesor. El tramo inferior está compuesto por calizas margosas y margocalizas limosas, y el tramo superior se compone de areniscas y calizas oolíticas.

a) Tramo inferior

Sobre la superficie ferruginosa situada en el techo del tramo de *grainstone* oolíticos se encuentran, en el Barranco del Celorio, 97 m de una alternancia de calizas micríticas limosas a limo-arenosas, a veces bioclásticas y margocalizas, calizas margosas y margas limosas a limo-arenosas, micáceas, gris oscuro, de aspecto lajoso. Entre los términos calizos predominan los *mudstone*, encontrándose en mucha menor proporción *wackestone* de fósiles, siendo escasos los *wackestone* a *packstone* y *packstone* bioclásticos. Se estratifican en capas de unos 30 cm de espesor medio, aunque pueden llegar hasta los 50 cm, a veces de aspecto noduloso. Este tramo inferior termina con una superficie ferruginosa con perforaciones biogénicas.

Los macrofósiles suelen ser relativamente escasos, aunque llegan a ser frecuentes hacia la parte media del tramo y relativamente más abundantes en niveles de removilización. Se reconocen bivalvos, ostreidos, crinoides, braquiópodos, pectínidos, ammonites, serpúlidos, belemnites, gasterópodos y foraminíferos. De entre los ammonites son frecuentes los ejemplares de macrocefalítidos y en menor proporción de hecticocerátidos. Según WILDE (*op cit.*), la edad de esta unidad en Ciria es Calloviense inferior (parte) a Oxfordiense (parte). Sin embargo, según este autor, parte del Calloviense inferior y parte del Calloviense medio parecen estar ausentes en el área de Berdejo-Bijuesca, donde la unidad tiene un espesor de 65 m.

Las estructuras sedimentarias son muy escasas en este tramo. Son relativamente frecuentes los niveles con *hard-grounds*, generalmente asociados con los niveles y superficies de removilización. También se encuentran «*rills*» bioclásticos y, aunque muy escasos, se reconocen cuerpos calcáreos con alta proporción de limo y arena con base erosiva, conteniendo *lags* bioclásticos, así como cuerpos de base planar y techo convexo, con laminación cruzada de gran escala. Las estructuras y texturas de bioturbación son frecuentes, especialmente en la parte media.

Este tramo inferior se organiza en secuencias estrato-crecientes (Fig. 8a), en las cuales la proporción de margas suele disminuir hacia el techo (Fig. 8a, d), que puede estar representado por un nivel de removilización con indicaciones de haber sufrido procesos de cementación temprana (Fig. 8b), y/o niveles con perforaciones biogénicas y costras ferruginosas (Fig. 8d). En mucha menor proporción se encuentran secuencias grano y estratodecrecientes con cuerpos canalizados o barras en la parte inferior y un término de calizas *mudstone* en la superior (Fig. 8c).

La sedimentación de este tramo se ha llevado a cabo en una plataforma externa, generalmente de baja energía, sometida al influjo de materiales siliciclásticos finos provenientes del levantamiento y consiguiente erosión de los macizos próximos (meseta y macizo del Ebro), que configuran el denominado «estrecho de Soria». Pueden reconocerse, sin embargo, etapas de energía hidrodinámica más elevada, en base a la presencia de niveles de removilización con fósiles reelaborados y resedimentados, cuerpos de base erosiva y cuerpos de tipo barra, así como etapas de cementación temprana que condujeron a la formación de *hard-grounds*, generalmente relacionados con las superficies o niveles de removilización.

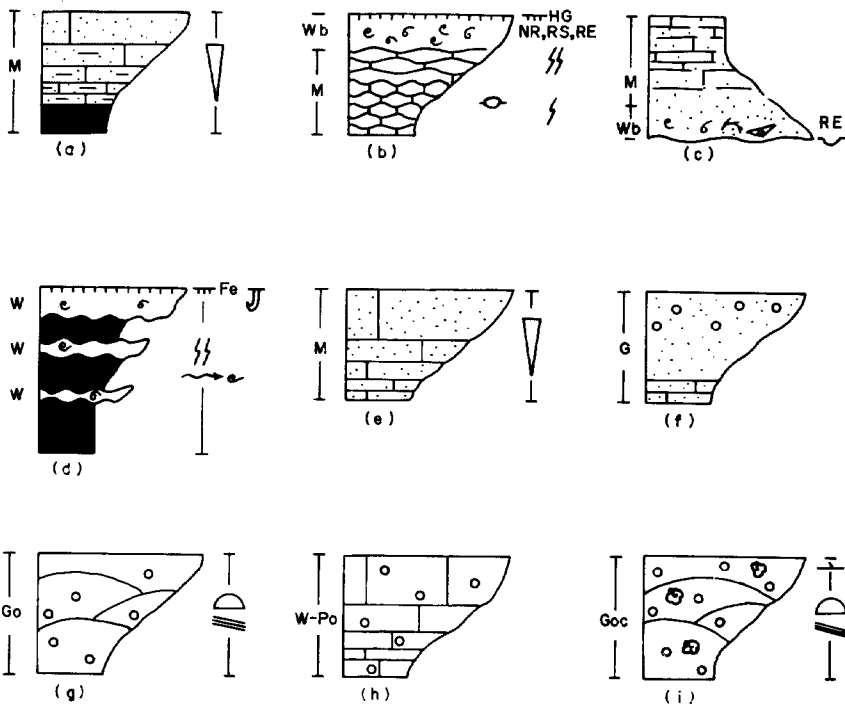
b) Tramo superior

Sobre la superficie perforada y encostrada que marca el techo del tramo inferior se dispone un tramo de 17 m compuesto por areniscas con cemento calcáreo, calizas arenosas y limo-arenosas con granos dispersos de cuarzo redondeado de hasta 3 mm de diámetro, y con oolitos en la parte media, así como calizas *grainstone* oolíticas con intraclastos en capas gruesas a muy gruesas y calizas *wackestone* a *packstone* con oolitos en matriz de micrita limosa.

Entre los macrofósiles se han reconocido bivalvos, ostreidos, equinodermos, serpúlidos, algas, gasterópodos, foraminíferos y ammonites. Entre los microfósiles se han reconocido en la parte media-superior *Everticyclammina virguliana* (KOECHLIN) y *Nautiloculina oolithica* (MOHLER), así como *Pseudocyclammina* sp., *Haplophragmiun* sp., *Lenticulina* sp., *Textularia* sp., *Spirillina* sp. y *Gaudryina* sp. En base a los datos mencionados, la parte media y superior del tramo podría ser ya Kimmeridgiense, en tanto que la parte inferior podría ser todavía Oxfordiense.

En la parte media del tramo se reconocen cuerpos de *grainstone* oolítico con geometría de barras y estructura interna de laminación cruzada de gran escala. Tanto los cuerpos de calizas arenosas y areniscas, como los cuerpos oolíticos, se disponen en secuencias estrato-crecientes (Fig. 8e-h).

La sedimentación de este tramo se ha llevado a cabo en una plataforma de carbonatos con fuerte influencia de terrígenos en la parte inferior, en la cual se encuentran granos de cuarzo de hasta 3 mm de diámetro dispersos en una matriz micrítica, dando lugar a depósitos de tipo *mudflow*, probablemente originados por corrientes turbias que pudieron estar derivadas de la acción de las tempestades. La parte media del tramo está constituida por barras oolíticas, depositadas en un ambiente de plataforma somera de alta energía, aguas claras y salinidad normal, dominada por el oleaje; y el tramo superior se ha depositado en un ambiente de plataforma interna de baja energía, situado generalmente por debajo del nivel normal del oleaje, representando parte del ambiente protegido por el sistema de barras oolíticas sobre el que se apoya, y al que llegan parte de los materiales oolíticos como abanicos de *washover* generados por la acción de las tempestades.



LEYENDA

	Cuerpos canalizados		Secuencia estratocreciente
	Barras o megaripples	NR	Nivel de removilización
	Laminación cruzada planar de gran escala	RS	Elementos fósiles resedimentados
	Rills bioclásticos	RE	Elementos fósiles reelaborados
	Laminación de ripples	M	Mudstone
	Hard ground	W	Wackestone
	Estratificación nodulosa	Wb	Wackestone bioclástico
	Bioturbación escasa	Po	Packstone oolítico
	Bioturbación moderada	Go	Grainstone oolítico
	Perforaciones biogenicas	Goc	Grainstone oolítico y anolítico

Fig.- 8 Secuencias tipo del tramo inferior (a-d) y superior (e-h) de la unidad cartográfica 19 correspondiente a la Fm. Carbonatada de Chelva (parte) o Fm. Pozalmuro"; y secuencia de la Fm. Calizas con oncolitos de Higuera (i).

1.5.5. Formación Calizas con oncolitos de Higuieruelas. Calizas con oncolitos y oolitos (23). Kimmeridgiense.

Esta unidad es la más superior del Jurásico en facies carbonatadas y es identificable en el área de Ciria con la Formación Calizas con oncolitos de Higuieruelas. En la sección del barranco del Celorio está compuesta por una sucesión de 66 m de espesor de calizas con abundantes oncolitos y oolitos, generalmente *grainstone* y a veces *packstone*, bioclásticas y localmente con intraclastos y granos de cuarzo dispersos de 1 a 2 mm de diámetro en la base, estratificadas en capas gruesas a muy gruesas. Se intercalan tramos de calizas *grainstone* a *packstone* con abundantes restos de organismos entre los que se reconocen fragmentos de corales coloniales ramosos y corales de formas planares. Esta facies con corales abundantes se observa con mayor desarrollo en las áreas de Torrelapaja, Malanquilla y Berdejo, donde son frecuentes las bioconstrucciones de corales (calizas *framestone*, *bindstone* y *bafflestone*), así como sus facies asociadas (calizas *rudstone* y *floatstone*). Hacia el Sureste, en el área de Bijuesca, esta unidad está representada por la Formación Calizas y areniscas cíclicas de Aldealpozo (WILDE, 1.988a, b).

El contenido en macro y microfósiles suele ser muy abundante. En Ciria, con frecuencia, constituyendo el núcleo de los oolitos y oncolitos, se encuentran bivalvos, crinoides, gasterópodos, ostreoides, corales, algas, pectínidos, serpúlidos y braquiópodos. Entre los microfósiles cabe destacar la presencia de *Salpingoporella pygmaea* (GUMBEL), *Nautiloculina oolithica* (MOHLER), *Protopennerolis* aff. *cribens* (WEINSCHEK), así como *Eggerella* sp., *Actinoporella?* sp., *Favreina* sp., *Gaudryina* sp. y *Pseudocyclammina* sp., entre otros. La edad de esta unidad no puede determinarse con precisión. En base al contenido paleontológico puede ser atribuida al Kimmeridgiense, aunque algunos autores (DRAGASTAN *et al.*, 1.978; WILDE, 1.988a, b) sitúan dentro de la Formación Aldealpozo, aunque con dudas, el límite entre el Oxfordiense y el Kimmeridgiense inferior.

Las estructuras sedimentarias son frecuentes en la sección del barranco del Celorio. Predominan los cuerpos con morfología de barras y estratificación cruzada planar y ocasionalmente laminación de *ripples*. Localmente se encuentran costras ferruginosas Y «*rills*» bioclásticos. Los cuerpos de *grainstone*, y *packstone* a *grainstone* oolíticos y oncolíticos se organizan en secuencias estrato-crecientes (Fig. 8i).

La sedimentación de esta unidad se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma somera de carbonatos bien oxigenada, de alta energía y de salinidad normal, dentro del nivel de base normal del oleaje, en el que se desarrolla un sistema de barras oolíticas y oncolíticas en la parte Noreste de la Hoja, que pasa a estar constituido por un sistema de arrecifes hacia la parte centro-oriental y a la facies mixta con materiales siliciclásticos y carbonatos en el área Sureste, representadas por la Formación Aldealpozo.

Sobre esta unidad se apoya, discordantemente, una serie de conglomerados calcáreos y calizas en Facies Weald.

1.6. CRETÁCICO

Es el sistema mejor representado en el área, y excepto en el ángulo Nororiental, donde posiblemente no llegara a depositarse, se encuentra orlando todas las estructuras de la Hoja. Sirve por

ello —sobre todo el Cretácico superior— como un magnífico nivel de referencia para dilucidar las complicadas estructuras alpinas de la zona.

Constituye los relieves más elevados de la parte centromeridional y occidental, donde, festoneando los anticlinorios de Carabantes y Reznos, forma las Sierras del Costanazo, Corija y Miñana, y alcanza su máxima expresión «geológico-paisajística» en la «Mesa de Peñalcázar», antigua fortaleza y villa, que situada sobre una mesa calcárea a 1.214 m de altitud domina prácticamente toda la superficie de la Hoja.

Estratigráficamente está representada la mayor parte del sistema: las Facies Wealdenses y Utrillas del Cretácico inferior con una intercalación marina entre ambas —en la zona de Torrelapaja— que debe de corresponder al Aptense; y todo el Cretácico superior, con las formaciones características de esta parte de la Ibérica.

En cuanto a los antecedentes bibliográficos, son muy extensos los referentes al Cretácico superior, pudiéndose citar, entre otros, los de SÁENZ GARCÍA (1.931), HERNÁNDEZ PACHECO (1.954), SAEFTEL (1.961) que marcó las líneas paleogeográficas de las «Arenas de Utrillas»; VILLENA *et al.* (1.974), establecen la síntesis Cenomaniense-Turoniense en las proximidades del área de estudio; MOJICA (1.979) divide el Cretácico superior en varias unidades litológicas señalando su correlación con otras áreas; MELÉNDEZ *et al.* (1.982), FLOQUET y MELÉNDEZ (1.982), CAPOTE *et al.* (1.982), MELÉNDEZ (1.983) y ALONSO *et al.* (1.985) realizan estudios de detalle de carácter sedimentológico, así como de carácter paleogeográfico y regional sobre el Cretácico de la Cordillera.

No lo son tanto los que al Cretácico inferior se refieren. Únicamente BULARD (1.970 y 1.972) y SALOMÓN (1.982) habían citado la presencia de Weald en Bijuesca y puerto de la Bigornia (CN-234); en la realización de la Hoja se ha cartografiado también en el núcleo sinclinal de Ciria y al N de Malanquilla. Los que sí eran inéditos hasta la fecha son los depósitos pertenecientes al Aptense, citados por primera vez por ALONSO y MAS (1.988) y completada su cartografía en esta Hoja.

1.6.1. Cretácico inferior

1.6.1.1. Conglomerados, areniscas y calizas. Facies Weald (24) y (25). Kimmeridgiense superior-Barremiense.

Facies muy característica por su litología —conglomerados calcáreos y calizas lacustres—. Está bien representada en el ángulo NE: en el núcleo sinclinal de Ciria, en el puerto de Bigornia y proximidades de Bijuesca.

Diversos autores BULARD (*op. cit.*), SALOMÓN (*op. cit.*), SHUDACK (1.987) establecen diversas formaciones a la vez que señalan la edad de las mismas. De esta manera estos materiales serían equivalentes al grupo Tera de TISCHER (1.966), a las formaciones Bijuesca (Kimmeridgiense superior) y Ciria (Berriasiense) de SHUDACK, mientras que BULLARD (*op. cit.*) les atribuye una edad Kimmeridgiense superior y SALOMÓN (1.982) las engloba en el «Grupo Ciria» de edad Kimmeridgiense superior-Barremiense.

ALONSO y MAS (1.988) las engloban en la «Secuencia Depositional 1», que descansa discordantemente sobre las Formaciones Aldealpozo y Torrecilla, del Jurásico marino, señalando que se trata de materiales depositados en un sistema de abanicos aluviales en relación con fracturas y sistemas lacustre-palustres asociados.

Para el estudio de esta unidad se ha realizado un perfil en las proximidades de la localidad de Bijuesca que está constituido por un conjunto de conglomerados calcáreos, areniscas y lutitas con algunos niveles micríticos ordenados en secuencias granodecrecientes en su mitad inferior, y por una sucesión de calizas micríticas grises estratificadas en su mitad superior.

La *Serie Conglomerática (24)* está constituida por un conjunto de secuencias grano-decrecientes con cantos de gran tamaño en la base, en cuerpos mal canalizados, de bases erosivas, con matriz generalmente arenosa y cemento calcáreo. Hacia el techo suelen aparecer niveles arenosos, lutíticos e incluso calcáreos con abundantes huellas de raíces. Este tipo de secuencia presenta una potencia que oscila entre 5 y 20 cm, con predominio lutítico y arenoso hacia techo. En los niveles arenosos se han observado estructuras internas de corriente y en los niveles lutíticos y carbonatados más altos tiene lugar el mayor desarrollo edáfico. Se interpretan como depósitos de abanicos aluviales proximales y pequeñas zonas de drenaje débilmente canalizadas en su parte media y depósitos más distales de decantación en áreas encharcadas con formación de horizontes edáficos.

La *Serie Calcárea (25)* superior, con una potencia mayor de 100 m, muestra una estratificación constante, aunque irregular y a veces difusa. En algunos niveles presenta cierta morfología de montículos y en otros un aspecto masivo. Se trata de calizas micríticas, *mudstone* y *wackestone* con cierta laminación algar y estromatolítica, con porosidad fenestral y señales de desecación. Contienen bioclastos formados por fragmentos de gasterópodos, ostrácodos, charáceas y huellas de bioturbación debida a raíces. Su ordenación secuencial es poco clara mostrando en la base micritas y bioclastos, cantos negros y fósiles, y hacia techo los niveles laminados y bioturbados. Su potencia oscila entre 2 y 5 m.

Se interpretan como depósitos lacustres someros de poca energía y de márgenes lacustres que progradan sobre las facies más internas.

En su conjunto esta sucesión o *Grupo Ciria* (SALOMON, 1.982), está constituida por dos unidades: una inferior conglomerática (Formación Bijuesca de SHUDACK) y una superior calcárea (Formación Ciria de SHCUDDACK), y se integra según otros autores en una secuencia deposicional (S.D. 1, ALONSO y MAS, 1.988) que descansa sobre distintos términos del Jurásico marino, mediante una discontinuidad (superficie de erosión-discordancia) y está limitada a techo por otra. Esta secuencia deposicional caracteriza un sistema de abanicos aluviales ligados a la existencia de distintas fracturas que compartimentan su distribución y a un sistema carbonatado relacionado distalmente con el anterior y que parece corresponder a un episodio más expansivo.

En cuanto a su edad se ha considerado todo el conjunto aflorante como Wealdense en sentido de facies y abarcando, por similitud con áreas próximas (Hoja de Soria, *in litt.*), una edad que comprende desde el Kimmeridgiense superior al Barremiense.

1.6.1.2. *Calizas y areniscas calcáreas bioclásticas (26). Aptense*

Discordantemente sobre los materiales anteriores ha sido descrita recientemente (ALONSO y MAS, 1.988) una sucesión de más de 10 m de areniscas finas calcáreas muy bioclásticas, biomicríticas, a veces oolíticas con algas rojas, ostreidos, pelecípodos y gasterópodos que alternan con margas verdes y grises con ostreidos. La edad de estos materiales, según estos autores, y en función de su posición estratigráfica es Aptense, muy posiblemente inferior, ya que ésta es la edad del episodio transgresivo más extensivo del Aptense en toda la Cordillera Ibérica.

Para su estudio se ha levantado un perfil en las proximidades de Torrelapaja, en donde se han medido 22 m de potencia y en donde se distingue un tramo inferior de margas y lutitas rojas con niveles canalizados de areniscas con estructuras de corriente. El tramo superior está constituido en la base por margas y lutitas con niveles arenosos y un nivel de calizas con bivalvos y gasterópodos. El techo del perfil lo constituye una superficie ferruginosa de encostramiento sobre la que descansa una unidad de arenas y lutitas con niveles de lignito: la Formación Utrillas.

Estos materiales constituyen una secuencia deposicional limitada por una discordancia en la base y por una discontinuidad a techo (superficie ferruginosa), y su depósito se realizó en una plataforma marina somera, en las zonas litorales de llanura de marea, en el contexto de un lagoon o de una bahía.

1.6.1.3. *Formación arenas de Utrillas. Arenas, limos, arcillas y niveles de carbón (27). Aptense superior-Cenomaniense.*

Esta unidad fue definida por AGUILAR *et al.* (1.971) en la vertiente N de la Muela de San Just, en la provincia de Teruel. En esta Hoja se dispone discordantemente sobre cualquiera de los materiales anteriores de la columna estratigráfica, a excepción del Aptense, allí donde este último se encuentra.

Por extensión se aplica este término al tramo diacrónico que aflora en la Cordillera Ibérica y que representa los sedimentos de facies predominantemente fluviales (s.l.) de edad Albiense, aunque en su base puede estar representado parte del Aptense y en su techo el Cenomaniense.

Sus condiciones de exposición son muy deficientes, ya que normalmente se han implantado sobre sus afloramientos campos de cultivo. No obstante, se han realizado series en el puerto de La Bigornia (CN-234), en Torrelapaja, en Bijuesca, barranco de Valdelagua, La Quiñonería y Sauquillo de Alcázar.

La serie de *La Bigornia*, se ha realizado en el km 302,5 de la CN-234 desde el Barranco de Regachales hasta el Cerro Bigornia. Presenta la particularidad de tener en la base la cuña de sedimentos marinos del Aptense.

Posee en total un espesor de 273 m distribuidos en tres tramos de distintas características litológicas y facies.

El tramo basal de 140 m de espesor está formado por grandes cuerpos canaliformes (del orden de una veintena de metros) de areniscas groseras y microconglomeráticas separados por delgados

niveles pelíticos. Estos cuerpos presentan una sucesión *multistorey*. Cada ciclo completo está formado por: a) un depósito residual de cantos cuarcíticos y/o de cantos blancos; b) una o más barras caracterizadas por un *set* de láminas cruzadas planares a gran o a mediana escala y separadas por superficies cuneiformes, a veces, tapizadas de cantos cuarcíticos, y c) separado por un estrato fuertemente erosivo, con una granulometría algo menor (arena gruesa o media), un intervalo con estratificación cruzada en surco. Las superficies de estos cuerpos se encuentran frecuentemente bioturbadas por raíces (rizocreaciones) limonitizadas.

El segundo tramo es predominantemente pelítico, de 33 m de espesor, con gran abundancia de restos ferrolíticos.

El tercer tramo, de unos 100 m de espesor de características litológicas mixtas, es predominantemente pelítico con cuerpos de areniscas groseras intercaladas. Estos cuerpos presentan bioturbación por raíces en su techo. La parte alta de este nivel (unos 40 m) se halla cubierta por derrubios de pendiente.

En conjunto, la serie se ha depositado en un medio de abanicos aluviales. Ello queda bien reflejado en los cuerpos de la parte inferior, caracterizados por una sucesión de ciclos *braided*. Cada uno de ellos puede representar una reactivación tectónica. Estos abanicos aluviales, a juzgar por las paleocorrientes, procedían del E, especialmente del ENE, donde se situaba su área fuente. El tramo intermedio representa un momento de retrogradación del sistema aluvial, como producto de un momento de tranquilidad tectónica con reducción del relieve en el área fuente o de una ralentización en el ritmo de la subsidencia. En el tramo superior se inicia, de nuevo, una cierta reactivación de la actividad sedimentaria de los abanicos.

En las proximidades de *Torrelapaja*, inmediatamente al Oeste del pueblo siguiendo el camino que cruza el FF.CC. y que conduce al barranco de Vallehermoso, y en este último, las serie presentan dos peculiaridades estratigráficas: en primer lugar, en la zona fracturada a lo largo de la cual se ha abierto el barranco de Vallehermoso existe un afloramiento de Facies Utrillas s.l. con niveles de carbón, situados en las inmediaciones de la base de la serie y que han sido motivo de explotación a cielo abierto.

La segunda particularidad es la intercalación, hacia la parte basal de la serie, al S del FF.CC., de una cuña de materiales marinos, residuales, con faunas condicionadas por un medio de vida muy somero y, quizás, a veces, en condiciones salobres y que no permiten su datación. A pesar de ello, ALONSO y MAS (1.988), en base a su posición estratigráfica, lo atribuyen al Aptiense inferior, como ya se ha indicado. De los 50 m medidos en esta serie, el tramo marino corresponde a los primeros metros. Está formado por capas de areniscas que no alcanzan 1 m de espesor, completamente bioturbadas, con restos de madera limonitizada, trozos de ostreas y gasterópodos (cerítidos), intercaladas en otras de pelitas (limolitas) de coloraciones grises algo verdosas. El resto de la serie está formada por pelitas y arenas finas, a veces con una bioturbación total y con *climbing ripples* (depósitos de desbordamiento), y cuerpos areniscosos y conglomeráticos intercalados. Los canales presentan, por lo general, pavimentos de cantos como depósito residual, cantos blandos (de pelitas) y estratificación cruzada a gran y mediana escala, que atestiguan una procedencia del cuadrante NE hacia el SO, donde se situaba el área de depósito. Los materiales finos hablan en favor de un verdadero desbordamiento de los canales, capas bioturbadas con *climbing ripples*

y *lenticular bedding*, y niveles pelíticos, que podrían ser indicio de un medio fluvial, es decir, con canales casi permanentes.

En las inmediaciones de *Bijuesca* (inmediatamente al O del pueblo), la serie está compuesta por unos 245 m de cuerpos areniscosos y microconglomeráticos intercalados entre otros formados por arenas finas a muy finas o pelitas. Estos últimos presentan abundantes restos ferrolíticos. Los cuerpos areniscoso-conglomeráticos son *multistorey*, organizados en pequeñas barras (con estratificación cruzada a mediana escala) con alineaciones de cantos en forma de *lags* y uno o varios *sets* de láminas cruzadas planares. Llama la atención el hecho de que las tres facies: cuerpos de arenas groseras arenas finas y niveles pelíticos, forman un ciclo que se repite varias veces. El contacto inferior es netamente erosivo y el tránsito entre uno y otro, en muy raras ocasiones, es transicional. Estos ciclos, en principio, podrían interpretarse como rellenos de canales con caídas de flujo muy bruscas. El aporte en estos canales es predominantemente del SE, en la parte baja de la serie, y del N, en la alta. La serie se ha depositado en un medio de abanicos aluviales, probablemente en una posición distal o en un sistema en franca retracción.

En la serie del *barranco de Valdelagua* (al S de Bijuesca), el muro lo forman los conglomerados del Weald y el techo las margas y margocalizas del Cretácico superior. Posee un total de 230 m y pueden distinguirse tres niveles:

- Uno inferior, de unos 75 m y composición fundamentalmente pelítica.
- Uno intermedio, 70 m, formado por cuerpos canalizados areniscosos groseros con intercalaciones de delgados y esporádicos niveles pelíticos.
- Uno superior, 85 m, predominantemente pelítico con delgados cuerpos areniscosos de granulometría mediana a fina.

La serie de *La Quiñonería*, al SO del pueblo, está compuesta por 100 m, en los que alternan los niveles canalizados de arenas groseras a microconglomeráticas con pelitas o arenas finas. Los primeros corresponden al relleno de canales y los segundos a depósitos de desbordamiento, cuando los canales eran inactivos. Los canales son *multistorey* compuestos por pequeñas barras superpuestas (*lag* conglomerático y un *set* de láminas cruzadas planares, ya a mediana escala, ya a gran escala) cortadas por superficies en forma de cuña y, en algunos casos, cortadas por canalizaciones (con estratificación cruzada en surco a mediana escala). En conjunto, las laminaciones cruzadas indican unas paleocorrientes dirigidas hacia el cuadrante NO. Por ello hay que hacer notar que las áreas fuente de estos materiales debían encontrarse en el cuadrante SE y que se depositaron en un medio de abanicos aluviales, probablemente, de pequeño desarrollo en potencia y, especialmente, en extensión. Cabe, no obstante, la posibilidad de que la serie cortara zonas de coalescencia de abanicos de dimensiones mayores a las supuestas.

Por último, la serie de *Sauquillo de Alcázar* puede dividirse en cuanto a sus facies, en dos partes:

La inferior, de 60 m de espesor, con pocos niveles pelíticos, está predominantemente formada por arenas de grano grueso a microconglomerático y presenta abundantes *lags* de cantos y trozos de madera limonitizados, así como cantos pelíticos. Presenta estratificación cruzada planar a gran escala, con superficies cuneiformes que separan los diferentes grupos de láminas cruzadas,

exageradas, a veces, por la presencia de cantos alineados a lo largo de las mismas o formando verdaderos *lags*. Estas laminaciones apuntan en dos direcciones dominantes de paleocorrientes, prácticamente opuestas. Corresponden a cuerpos canalizados imbricados con facies de ciclos típicos de ríos trenzados.

El nivel superior, predominantemente pelítico, presenta intercalaciones de hasta 4,5 m de arenas, ya de granulometría muy gruesa a gruesa, ya mediana o, más frecuentemente, fina. Las capas de arena de granulometría gruesa corresponden a canales en los que se adivina una tendencia granodecreciente, pero que, por la calidad de los afloramientos, no puede asegurarse que se trate de canales meandriformes. En conjunto, puede interpretarse la serie como depositada en un medio de abanicos aluviales, en un sistema retrogradante, es decir, en las partes proximales los niveles inferiores, y en las partes distales, o momentos de muerte del sistema, con mucha menor capacidad de transporte, los superiores.

Como conclusión, en esta Hoja, las series estratigráficas presentan dos características anómalas, pero muy importantes. Ambas se localizan en las inmediaciones de Torrelapaja. La primera es la existencia de un nivel de carbones intercalado en las inmediaciones de la base de la serie en un área muy tectonizada como es el barranco de Vallehermoso. La segunda es la existencia de una intercalación marina, probablemente en relación temporal con el nivel carbonoso, que constata la existencia de una cuña marina (transgresión) mucho más al N de lo que se había supuesto y que ha sido datada como del Aptiense inferior (ALONSO y MAS, *op. cit.*), lo que plantea en la zona un verdadero problema de edad.

Si esto es así, la base de las Facies Utrillas s. l. tendría una edad Aptiense inferior y el techo, en este mismo sector, de Cenomaniense a Turoniense. En estos sedimentos aluviales, por tanto, estarían representados el Aptiense superior, el Albiense y, probablemente, el Cenomaniense. En un medio sedimentario rápido como es el de los abanicos aluviales el poco desarrollo en potencia de sus series induce a pensar que existen lagunas estratigráficas enormes, probablemente reflejadas en el momento en que se desarrollan los paleosuelos.

Las facies de estos abanicos marcan un momento de juventud (parte media de la serie, con dominio de cuerpos canalizados de tipo *braided* y granulometrías groseras), entre dos momentos de senectud (sedimentos pelíticos, paleosuelos y costras ferrolíticas). Probablemente, el comienzo de la sedimentación coincida con un inicio de movimientos tectónicos, en fase distensiva, que alcanza un máximo de intensidad en la parte media de la serie y ralentización del mismo al final. Ello, de forma más lógica, puede interpretarse como que después de un período con el nivel del mar alto se produce un descenso y, como consecuencia, el rejuvenecimiento de la red fluvial y sedimentación del tramo medio de la serie, y finalmente, un nuevo momento de subida general del nivel origina la transgresión del Cretácico superior y, por tanto, el envejecimiento de la red fluvial.

Las direcciones de las paleocorrientes son muy anómalas, como se desprende de la gran dispersión que presentan estos medios sedimentarios; de ellas se deduce que los sedimentos tenían sus áreas fuente en el macizo del Ebro y en la meseta (s. l.).

1.6.2. Cretácico superior

Forma, como ya se ha indicado, los relieves más importantes de la parte central y meridional. Aflora en bandas de dirección general NO-SE con inflexiones O-E.

Los trabajos existentes sobre el Cretácico superior de la región son numerosos, cabe citar entre otros a: PALACIOS (1.890); CHUDEAU (1.896); FALLOT (1.931); WIEDMANN (1.964, 1.975); FLOQUET (1.978, 1.979); FLOQUET, ALONSO y MELÉNDEZ (1.982); FLOQUET y MELÉNDEZ (1.982); ALONSO, FLOQUET, MAS y MELÉNDEZ (1.985); ALONSO, FLOQUET, MAS y MELÉNDEZ (1.987), y ALONSO *et al.* (1.987).

Para su estudio en la Hoja, concretamente, se han realizado dos perfiles detallados. Uno de ellos se localiza en el barranco situado a 1 km al SO de La Quiñonería en el que están representados los materiales de los ciclos Cenomaniense y Turoniense. El otro se sitúa a lo largo de la carretera de Torrijo de la Cañada a Torrelapaja a la altura del km 15 en las proximidades de Berdejo, en el que se encuentra representado además parte del ciclo Senoniense.

1.6.2.1. Formaciones arenas, arcillas y calizas de Sta. María de las Hoyas y Calizas dolomíticas de Nuévalos (28). Cenomaniense superior

a) Formación arenas, arcillas y calizas de Santa María de las Hoyas

Constituye la unidad basal de la serie del Cretácico superior carbonatado. Su base se sitúa en los primeros niveles carbonatados con restos bioclásticos y bioturbación, pudiendo incluir también niveles arenosos que determinan un límite inferior transicional rápido. La litología muestra pocas variaciones. Aparece como una alternancia de calizas, biomicritas (*wackstone*), con bioclastos y ostreidos con estratificación ondulada, irregular y plana; y margas, que son algo arenosas en la base en tonos blanquecinos, amarillentos y verdosos que incluyen niveles discontinuos canalizados de calizas nodulosas con ostreidos. En su ordenación interna se observan frecuentes «*rills*» bioclásticos, *ripples* y laminación paralela y estromatolítica. La bioturbación está presente en todo el tramo. Su contenido en bivalvos, gasterópodos, ostrácodos, equinodermos, foraminíferos y algas, permite asignarle una edad de Cenomaniense superior.

La potencia de esta unidad se ve algo reducida respecto a la que alcanza en puntos situados más al Sur. En los perfiles estudiados no supera los 20 m.

La ordenación de facies muestra una sucesión de secuencias de orden métrico (1,5-3 m) que se agrupan en una secuencia mayor de somerización. En la base aparecen los términos más arenosos con estructuras de corriente y niveles lenticulares con acumulación de bioclastos y margas. En su parte media aparecen los términos más calcareníticos de calizas laminadas y margas entre las que se intercalan niveles lenticulares con acumulación de bioclastos. En la parte alta se observan alternancias de *wackstones* bioclásticos y bioturbados, y margas con intercalaciones de niveles lenticulares calizos con acumulación de bioclastos.

Su interpretación corresponde a una sedimentación en ambientes de plataforma interna somera de energía moderada. Se inicia en ambientes de llanura mareal mixta terrígeno-carbonatada, que muestra el episodio de instalación mediante una rápida transgresión de la plataforma carbonatada. Los términos superiores muestran una plataforma carbonatada bien desarrollada con

ambientes de lagoon —llanura de marea— en los que se dejan sentir los episodios de agitación y tormentas que llevan a los términos más proximales las acumulaciones de bioclastos.

b) *Formación Calizas dolomíticas de Nuévalos*

Cartográficamente se ha agrupado con la unidad anterior, ya que constituye un tránsito gradual de ella. El límite entre ambas viene marcado regionalmente por una superficie ferruginosa, pero que no se observa en los perfiles realizados en la Hoja.

Está constituida por calizas (*wackstone*) y calizas dolomíticas, a veces recristalizadas, y ausencia de niveles margosos. Su estratificación es constante, planar, dando un aspecto tableado a la unidad. Su potencia oscila alrededor de 25 m. Contiene algunos restos bioclásticos, niveles de acumulación a techo de los estratos, laminación paralela e irregular, estromatolítica y superficies ferruginosas. La bioturbación está presente en todo el tramo, siendo muy intensa, sobre todo, en su base. En la parte superior de la unidad suele aparecer un tramo de *packstone* a *grainstone* bioclástico y oolítico con estratificación cruzada, planar y en surco. Su contenido fosilífero es variado y relativamente abundante: bivalvos, rudistas, gasterópodos, equinodermos, foraminíferos bentónicos, algas, ostrácodos, etc. Su edad es Cenomaniense superior.

Regionalmente se observa una disminución de potencia respecto a los perfiles realizados más al Sur.

La ordenación de facies se realiza en secuencias métricas mal desarrolladas o enmascaradas por karstificación y recristalización. La base de las secuencias generalmente está constituida por *wackstones* con bioclastos y fósiles dispersos con bioturbación a veces muy intensa, mientras que en el techo están presentes las facies laminadas con *ripples*, algas e incluso grietas de desecación, constituyendo secuencias de somerización de tipo *muddy*. La presencia de niveles energéticos *packstone-grainstone* con estratificación cruzada, corresponde a los niveles basales de las secuencias de tipo *grainy*. Se interpreta que el depósito de esta unidad tuvo lugar por progradación costera, en una llanura de mareas carbonatada-lagoon con desarrollo del área submareal de baja energía a donde migrarían barras bioclásticas y oolíticas de poca entidad procedentes de medios más energéticos.

1.6.2.2. *Formación Calizas nodulosas de Monterde (29). Turomiense inferior*

Se diferencia de la infrayacente gracias a un cambio litológico brusco, por la aparición de calizas nodulosas e incluso de aspecto brechoide. Lateralmente esta unidad intercala tramos margosos, lo que la caracteriza regionalmente como una capa-guía, al corresponderse con una depresión morfológica.

Está constituida por calizas con estratificación nodulosa y discontinua, se trata de biomicritas (*wackstone*), que alternan con niveles de margas calcáreas blanquecinas, generalmente cubiertas. La bioturbación es constante y tiene abundantes restos fósiles entre los que se han identificado: bivalvos, briozoos, gasterópodos, equínidos, serpúlidos, foraminíferos planctónicos, bentónicos y

algas. Se han identificado *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Haploghragmoides cf. excavata* (CUSHMAN y WATERS), *Heterohelix cf. reussi* (CUSHMAN), *Heterohelix sp.*, *Ataxophraxgmium sp.* y *Spiroplectammina sp.* Su edad es Turoniense inferior como ya señalaron MOJICA y WIEDMANN (1.977) para la región de Nuévalos-Ibdes.

La potencia oscila entre los 40 m de La Quiñonería y los 47 m de Torrelapaja, advirtiéndose una disminución hacia el S y aumento hacia el NO y N, a la vez que aumenta el contenido en margas.

Desde el punto de vista de las facies hay que distinguir dos tipos distintos, facies de biomicritas (*wackstone*), generalmente nodulosas, y facies de margas y margas calcáreas (que tienden a una ordenación en sucesiones de marga a caliza) en las que es posible identificar una superficie endurecida, ferruginosa, en el techo de la sucesión inferior.

La interpretación de estos materiales permite pensar, en función de sus características litológicas y faunísticas, en depósitos carbonatados de rampa abierta o plataforma externa, bajo condiciones de hidrotermalismo débil y amplia circulación, como lo muestra la presencia de organismos planctónicos y bentónicos dentro de la zona fótica, en una profundidad no muy grande que permita la colonización del fondo. Estos depósitos corresponden al momento de mayor batimetría del ciclo sedimentario; es un momento de máximo transgresivo, que traduce los efectos de un eustatismo positivo. El significado de la discontinuidad interna puede marcar la división en dos episodios transgresivos distintos que se identifican con dos máximos eustáticos.

1.6.2.3. Formaciones calizas bioclásticas de Jaraba y Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera (30). Turoniense superior-Santoniense

a) Formación Calizas bioclásticas de Jaraba

Presentan un aspecto característico, dando un resalte morfológico generalmente bien marcado. La formación está constituida por dolomías y calizas dolomíticas, estratificadas en gruesos bancos o de aspecto masivo. En ocasiones intercalan calizas nodulosas y bioturbadas en lentejones, adquiriendo los cuerpos dolomíticos geometría lenticular plano-convexa (montículos), como en el perfil de La Quiñonería.

Su límite inferior es gradual rápido o neto, mientras que el superior viene marcado por una discontinuidad de carácter regional con formación de un nivel de *hard-ground*. La potencia oscila entre 50 y 70 m.

En esta unidad se observa gran cantidad de restos fósiles: bivalvos (ostreidos y rudistas), gasterópodos, equinodermos, serpúlidos, corales, briozoos, miliólidos, algas y foraminíferos bentónicos. Su edad en función del contenido y de criterios de correlación regional es de Turoniense superior.

Se han identificado distintos tipos de facies: dolomías estratificadas con fantasmas de bioclastos, calcarenitas bioclásticas (*packstone*), calizas micríticas y biomicríticas en gruesos bancos, *baffles-tones* y *packstones* de rudistas de pequeña entidad, micritas con laminación algal y biomicritas bioturbadas y nodulosas. La asociación de ellas permite reconstruir un ambiente de plataforma interna, en donde existen parches de rudistas con sus facies bioclásticas asociadas, en ocasiones con energía moderada a alta, y áreas protegidas con depósitos micríticos y bioturbados.

Los depósitos de esta plataforma interna constituyen un episodio regresivo respecto a la unidad anterior, ya que las facies de la plataforma interna de esta formación progradan sobre las facies de plataforma abierta de la unidad infrayacente, traduciendo los efectos de una caída eustática del nivel del mar.

b) *Formación Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera*

La unidad descansa sobre una discontinuidad regional de orden mayor y presenta un aspecto uniforme, estratificado a tableado. Está constituida por calizas micríticas y dolomíticas blanquecinas con laminaciones y huellas de bioturbación. Su límite superior, aunque no se ha observado en los perfiles realizados, viene marcado por un tránsito gradual rápido hacia las facies bioclásticas con rudistas y de calcarenitas de la unidad suprayacente.

Su potencia se ha medido de forma parcial en 40 m, aunque regionalmente alcanza los 80 m. Su contenido fosilífero es escaso y limitado a la base de la unidad en donde se reconocen algunos foraminíferos planctónicos. Se han identificado lamelibranquios (ostreidos y rudistas), gasterópodos, equinodermos, serpúlidos y ostrácodos. La edad que se le atribuye por criterios de situación estratigráfica y correlación regional es Coniaciense a Santoniense inferior.

Se observan facies de micritas y dolomicritas estratificadas, con laminación, cantos negros dispersos, huellas de desecación y posibles pseudomorfos de anhidrita. Son frecuentes las superficies ferruginosas de encostramiento. Se interpreta como depósitos en ambientes de plataforma interna a restringida con predominio de ambientes inter y supramareales en condiciones de aridez e hipersalinidad.

1.6.2.4. *Formación Calizas bioclásticas de Hontoria del Pinar (31). Santoniense superior*

Sobre la formación infrayacente aparecen unas calcarenitas bioclásticas que no ha sido posible representarlas en la columna estratigráfica, ya que se dan en afloramientos aislados y distantes. En cartografía aparecen en el anticlinal de Miñana y anticlinorio de Reznos.

En los afloramientos se han observado texturas *wackestone*, *packstone* y *grainstones* con estratificación horizontal y cruzada, con gran cantidad de restos fósiles (rudistas, algas y foraminíferos). Estos depósitos corresponden a facies de acumulación en régimen de corrientes con alta energía. Se trataría de *shoals* bioclásticos correspondientes al cinturón de barras y canales de borde de la plataforma.

Es el reflejo de un impulso transgresivo generalizado durante el Santoniense y coincide con el máximo transgresivo del Ciclo Senoniense.

1.7. Terciario

En la Hoja de Borobia, por su situación tan estratégica, están representadas las dos cuencas

terciarias que delimitan la Rama Castellana de la Ibérica: la de Almazán por el SO y la de Calatayud por el SE. La primera ocupa todo el ángulo Surorccidental y los núcleos sinclinales de los numerosos pliegue que estructuran la zona. De la segunda únicamente aparece su terminación noroccidental en la parte SE de la Hoja.

1.7.1. Cuenca de Almazán

De la Cuenca de Almazán está representado su borde más oriental constituido por sedimentos de origen continental y edad paleógena. Se encuentran plegados según directrices NO-SE ibéricas, aunque claramente discordantes sobre el Cretácico, como puede apreciarse en los niveles de calizas lacustres de Mazaterón. El área ha sido objeto de estudio en los últimos años por GUIBADO (1.987), GUIBADO *et al.* (1.987 y 1.988) ARMENTEROS (in litt.), etc.

La serie se encuentra subvertical e incluso invertida en su contacto con el Cretácico y progresivamente va horizontalizándose hacia el ángulo SO, donde los buzamientos son muy tendidos (corte geológico I-I'). En cuanto a su edad, SÁENZ GARCÍA (1.957) atribuyó estos materiales al Eoceno y Oligoceno; posteriormente LUNAR y SÁNCHEZ CELA (1.973) los dataron como Oligoceno y GUIBADO (1.987) los vuelve a reatribuir al Eoceno y Oligoceno. En esta memoria se considerarán como Paleógeno, sin descartar su posible llegada al Neógeno. Todo lo indicado se refiere, claro está, a las unidades inferiores (32, 32', 33, 34 y 34'), ya que las existentes en la zona centro-occidental (en las proximidades de Villaseca de Arciel) en disposición horizontal (36 y 37) son claramente neógenas.

Los criterios utilizados para diferenciar unidades cartográficas han sido litológicos y estructurales, así dentro del gran conjunto detrítico inferior (Unidad cartográfica núm. 32) constituido por conglomerados, areniscas, arcillas, margas y calizas lacustres, únicamente se han diferenciado estas últimas (32'), ya que son las que constituyen un litosoma perfectamente diferenciado del resto, y ello donde el espesor lo permite a esta escala, ya que tanto lateralmente «acuñándose hasta desaparecer integradas en el conjunto lutítico» como verticalmente poseen, a veces, tan reducido espesor que son incartografiables. De este modo se han distinguido dos conjuntos, detríticos y uno calcáreo inferiores plegados (Unidades cartográficas núm. 32, 32', 33, 34 y 34') y otro superior (35) también detrítico, pero ya en posición horizontal, por tanto disconforme con los anteriores.

Por último, en el ángulo NO se han cartografiado dos conjuntos (36 y 37) en disposición horizontal, discordantes sobre los anteriores y cuya edad ya corresponde al Mioceno superior-Plioceno. Equivalente a éstos es el correspondiente a la Cuenca de Calatayud (38).

Se ha tomado el criterio de cartografiar unidades litológico-estructurales para evitar los contactos supuestos entre materiales de la misma litología, situación muy frecuente cuando se cartografían unidades tecto-sedimentarias (UTS). No obstante, si por razones de homogeneidad cartográficas con áreas colindantes fuera preciso trazar límites de UTS. No habría nada más que restablecerlos en la Hoja siguiendo cuales sean los niveles estratigráficos que los delimitan en esas zonas vecinas.

La descripción que sigue a continuación se hará siguiendo los criterios empleados por GUIBADO *et al.* (1.988).

1.7.1.1. Conglomerados, arenas y lutitas (32) y calizas (32')

Es la unidad terciaria inferior, adosada al Cretácico y aunque discordante sobre él también está plegada por la fase principal de la orogenia alpina. En el contacto con ese Cretácico terminal a partir del cual se origina, puede observarse en la zona meridional cómo en algunos puntos los primeros niveles están constituidos por bloques angulosos, en disposición caótica, con rellenos de arcilla de descalcificación y superficies ferruginosas que se originaron probablemente por el desmantelamiento de un sistema kárstico poco desarrollado.

La unidad está constituida por conglomerados más abundantes en la mitad inferior de la serie, arenas y lutitas formando megasecuencias granodecrecientes. Su espesor es muy variable, entre 50-100 m en la parte Sur hasta varios cientos al N de Almazul.

Las distintas secuencias observadas corresponden a facies de rellenos de canal y a facies de llanuras de inundación. En la mitad septentrional los rellenos son conglomerados de cantos calizos mesozoicos de color pardo-amarillento; en la meridional son rellenos arenosos de color rojizo. Las facies de llanuras de inundación son lutitas masivas de color rojo, margas y algunos nivelillos de calizas brechificadas y nodulizadas. Las margas contienen gran cantidad de algas flotantes enraizadas en el fondo.

Paleogeográficamente la unidad corresponde a un sistema fluvial proximal de red trezada.

Hacia la base de la serie, a 1,5 km al E de Almazul, existe un cambio lateral a unas calizas (Unidad 32') que GUISADO *et al.* (*op. cit.*) denominan «Unidad del Barranquillo». Son calizas palustres brechificadas y nodulizadas con abundantes restos fósiles (ostrácodos, gasterópodos y algas), interpretadas como depósitos lagunares someros, sometidos a frecuentes exposiciones subaéreas. Hacia el techo la serie lutítico-arenosa se enriquece en niveles de caliche y pasa a la unidad superior: «Calizas de Mazaterón».

1.7.1.2. Calizas de Mazaterón (33)

Constituye una estrecha banda de 80 a 150 m de espesor, que con dirección NO-SE y buzamientos comprendidos entre 60° y subverticales atraviesa la Hoja por el ángulo Suroccidental. Su relación geométrica con el techo del Cretácico superior, evidencia la discordancia de la serie terciaria, pues en dirección NO-SE la unidad inferior (32) a la que se superpone se va acuñando hasta quedar reducida a la mínima expresión en el borde meridional.

Está formada, fundamentalmente, por calizas, margas y lutitas, constituyendo un conjunto litológico de color blanco que destaca de todo el conjunto rojizo terciario.

Las secuencias normalmente comienzan por facies lutíticas, a las que siguen otras carbonatadas con frecuentes evidencias de exposición aérea. Paleogeográficamente se trata de un sistema lacustre implantado en las partes más distales o marginales de los sistemas aluviales de la unidad anterior.

En cuanto a su contenido fosilífero y edad, existen numerosos restos (GUISADO *et al.*, *op. cit.*) de quelonios, cocodrilos y mamíferos, aparte de gasterópodos dulceacuícolas y abundante microflora, una de cuyas formas (*Sciadoputys*) es un género muy abundante en el Eoceno medio y superior.

1.7.1.3. *Conglomerados, areniscas, lutitas. Unidad de Miñana (34)*

Condordantemente sobre las calizas de Mazaterón, descansa otro conjunto terrígeno de origen fluvial, muy característico por la predominancia de facies lutíticas y niveles de paleosuelos que le dan al conjunto una típica coloración rojiza. Su potencia es difícil de calcular, pero como mínimo alcanza los 1.500 m.

Los materiales más característicos son areniscas y lutitas masivas y en menor proporción conglomerados y delgados niveles de calizas brechificadas y nodulizadas.

Las areniscas y conglomerados forman los cuerpos canalizados, cuyas bases son bastante planas y los márgenes tendidos, mientras que las lutitas corresponden a las facies de llanuras de inundación, predominando estas últimas en una relación de 10/1.

La morfología y naturaleza de los materiales corresponden a depósitos de sistemas aluviales trenzados. Localmente los nivelillos de calizas nodulizados representan depósitos de charcas en zonas deprimidas de la llanura de inundación.

En la parte Noroccidental, y en las proximidades de Gómara, contrariamente a la parte ya descrita, existen potentes acumulaciones, del orden de los 600 m, de conglomerados que se interpretan como cambios laterales hacia áreas proximales de los sistemas aluviales descritos. Litológicamente son conglomerados de cantos mayoritariamente calizos, procedentes del Jurásico, muy redondeados y con un centil que llega a alcanzar los 50 cm. La matriz es arenosa, de grano medio a fino. Las bases de los canales son erosivas y presentan cicatrices internas y estratificación cruzada en surco.

1.7.1.4. *Conglomerados poligénicos y arcillas rojas (35)*

Aflora en el ángulo SO, sobre la Unidad de Miñana. Aunque a escala cartográfica se considera discordante, su límite inferior es difícil de precisar, ya que se trata de una discordancia angular progresiva.

Los materiales dominantes son lutitas masivas, lutitas arenosas y arenas, que predominan sobre los conglomerados. Las facies carbonáticas son muy escasas y restringidas a la parte inferior. Los conglomerados forman cuerpos canalizados con bases erosivas y acanaladuras bien marcadas, y los cantos son de naturaleza caliza: jurásicos y cretácicos, aunque también se ha encontrado alguno silíceo.

Las arenas también constituyen cuerpos canalizados y las lutitas, que son los materiales dominantes

de la serie, corresponden a depósitos de llanura de inundación.

Paleogeográficamente la unidad se interpreta como originada por una secuencia de sistemas aluviales, con canales trenzados cada vez más proximales a medida que se avanza en la serie.

1.7.1.5. *Conglomerados, areniscas, arcillas (36) y calizas (37)*

Se ha cartografiado una extensa superficie de esta unidad (36) en la parte Noroccidental de la Hoja. Se encuentra en posición horizontal y apoyada discordantemente sobre los materiales plegados tanto del Cretácico como del Terciario paleógeno.

Su litología está constituida por conglomerados, areniscas y arcillas. Los primeros son poligénicos (calcáreos y cuarcíticos) y con matriz arcillosa. Los cantos son en general redondeados y heterométricos, con un centil de 20 a 30 cm. La potencia individual de los paquetes oscila entre 1 y 3 m. Como estructuras más notables presentan bases erosivas y cicatrices internas.

Las areniscas pueden tener composición silíceo. Su tamaño de grano oscila de medio a grueso, y como estructuras más corrientes se encuentran estratificación cruzada planar y en surco y bioturbación por raíces. Ocasionalmente poseen depósitos de «lag».

Las arcillas intercaladas en la unidad son de color marrón y con frecuencia presentan nódulos calcáreos de pequeño tamaño y de formas muy irregulares.

En el techo de la unidad aparece un conjunto carbonatado (37) visible en los alrededores de Almazul, unos kilómetros al NO y en cercanías de Villaseca de Arciel. Se trata de calizas, margocalizas y arcillas calcáreas fundamentalmente blancas y ocasionalmente grises oscuras con acumulación de materia orgánica.

Sedimentológicamente, la unidad en su conjunto corresponde a materiales fluviales en sus facies medias, con un gran desarrollo de depósitos limo-arcillosos correspondientes a llanuras de inundación, sobre las que se producen zonas de encharcamiento.

La datación de la unidad no ha sido posible por no haberse encontrado restos fósiles. Por su posición estratigráfica y correlación con Hojas situadas al S y O, debe pertenecer al Mioceno superior-Plioceno.

1.7.2. **Cuenca de Calatayud**

1.7.2.1. *Conglomerados y arcillas (38)*

Por la parte Suroriental, áreas de Malanquilla y nacimiento del río Ribota, se encuentra el extremo septentrional de la cuenca de Calatayud, representado por las facies de borde de la citada cuenca.

Se trata de una serie de conglomerados de cantos de caliza y alguno de cuarzo (con matriz limosa-rosada), que pasan lateralmente a areniscas gruesas y que presentan intercalaciones de limolitas y arcillas limolíticas de tonos rojizos y parduzcos. La mayor parte de los bancos de conglomerados y de areniscas se disponen en forma de relleno de paleocanales, siendo muy

frecuentes las cicatrices o superficies de erosión.

RAMÍREZ DEL POZO *et al.* (1.981) en la vecina Hoja de Illueca citan en continuidad lateral con estos depósitos unos niveles de calizas lacustres con *Cypria curvata* LIEN., junto a gasterópodos de los géneros *Hydrobia* y *Limnaea*, que corroboran una edad Pontiense para estos tramos altos con intercalaciones lacustres. A esta Hoja, a falta de otros datos más representativos y de acuerdo con las edades establecidas para áreas vecinas, se le asigna un Mioceno superior-Plioceno.

1.8. CUATERNARIO

1.8.1. Conglomerados y arenas. Glacis (39)

Como consecuencia de las deformaciones tardías alpinas del final del Neógeno, en las que tuvo lugar un levantamiento importante de los macizos situados inmediatamente al N de la Hoja (Sierras de Toranzo y Moncayo), se depositaron en sus bordes unos extensos depósitos de «glacis» formados por gravas muy heterométricas y arenas, en las que se incluyen grandes bolos de areniscas y cuarcitas paleozoicas, de tamaño hasta métrico y bien redondeados. Son los que afloran en todo el área centro-septentrional, cubriendo ampliamente todos los depósitos paleozoicos y mesozoicos.

1.8.2. Gravas, arenas y arcillas. Aluvial (40)

Se han representado como aluviales los materiales que rellenan los fondos de los valles de los ríos y arroyos más importantes, como son los arroyos del Henar, de la Vega, de la Veguilla y del río Manubles. Son depósitos de origen mixto aluvial-coluvial que tapizan las partes más bajas de los valles y su litología está constituida por arcillas y limos con mezcla de gravas y arenas poco ordenadas.

1.8.3. Derrubios y conos de deyección (41)

Aunque relativamente abundantes, solamente se han cartografiado aquellos cuya extensión es significativa a la escala del mapa. Están constituidos por bloques, bolos y cantos de naturaleza variada, caóticamente empastados en una matriz arcilloso-limosa.

1.8.4. Limos y arcillas lagunares (42)

Se forman en las áreas endorreicas correspondientes a las lagunas de Borobia y Ciria. Se trata de depósitos de materiales finos (limos y arcillas) de colores grises y negruzcos debido a su contenido en materia orgánica. La génesis de estas áreas endorreicas se explicará más adelante en el capítulo de Geomorfología.

2. TECTÓNICA

Como ya se ha indicado, la Hoja de Borobia está justamente situada en la terminación NO del gran antiforme paleozoico que constituye el núcleo de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, también denominado macizo de Ateca. Al antiforme paleozoico lo recubre un tegumento mesozoico completo pero irregularmente distribuido y condicionado por la zona anticlinal o «Cuña de Ciria» y está limitado por las dos cuencas terciarias: Almazán y Calatayud, que completan la arquitectura del área.

A continuación se describirá la estructura general de la Hoja, y posteriormente la evolución orogénica y los distintos episodios o fases de plegamiento que los ciclos hercínico y alpino han imprimido en los materiales presentes.

2.1. ESTRUCTURA GENERAL DE LA HOJA

En un primer examen de conjunto de la Hoja, y de acuerdo con su escala, pueden distinguirse tres áreas plegadas estructuralmente diferenciadas, y otra con los materiales sin deformar (Fig. 9).

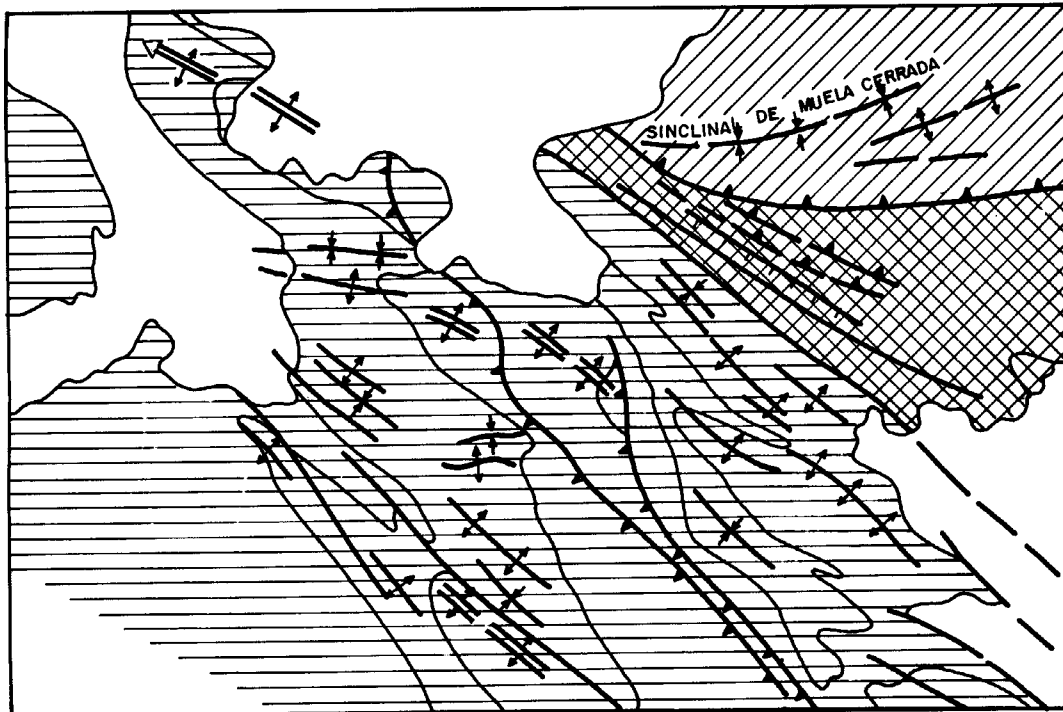
2.1.1. Area tabular jurásica

Queda restringida al ángulo NE, la estructura es muy simple, se trata de un sinclinal muy amplio, de directriz O-E, fondo plano y flancos muy tendidos, y que en conjunto forma una estructura subhorizontal, de tipo tabular (corte I'-I''). Únicamente en el contacto con la «Cuña de Ciria», en las proximidades de la falla inversa que lo limita por el Sur, se encuentran las capas verticalizadas ($\approx 60^\circ$ N). Hacia el E el sinclinal (de Muelacerrada) se subdivide en varios pliegues (anticlinales y sinclinales) muy laxos y de directriz más noroesteada (OSO-ESE), lo que da lugar a afloramientos superficiales muy extensos de la Formación Turmiel.

2.1.2. Cuña de Ciria

El área comprendida entre Ciria y el puerto de la Bigornia (o mejor si se prefiere entre las carreteras de Ciria a Aranda de Moncayo y del empalme de Ciria a la venta de Malanquilla en la CN-234), está fuertemente tectonizada, muy apretada y ha sufrido un acortamiento importante que se traduce en la existencia de dos sistemas de fallas inversas con vergencias contrapuestas. Las situadas al N tienen vergencia S y las meridionales, vergencia N. En una sección transversal (corte I'-I'') es una estructura, en forma de cuña, que denominamos «Cuña de Ciria». Además, especialmente el área coincide con un accidente paleogeográfico de primer orden que condicionó la paleogeografía durante el Mesozoico. Así, mientras el Jurásico está representado en el sector N y NE, y apenas pasa hacia el S y SO, el Cretácico por el contrario nunca aparece en la esquina Nororiental.

En resumen la «Cuña de Ciria» es una estructura de tal magnitud que controló la paleogeografía



ESCALA 1 : 200.000



Area tabular Jurásica



Area plegada



Area Tectonizada. Cuña de Ciria



Area de deformación

Fig.- 9 División Tectónica

mesozoica e invirtió, en el ciclo alpino, las polaridades tectónicas de las estructuras. Ha actuado, por tanto, como un alto o zona de «horst» durante una gran parte de la historia post-hercínica.

2.1.3. Área plegada

Toda la zona situada al SO de la CN-234, está caracterizada por la presencia de numerosos pliegues y cabalgamientos de directriz ibérica. Ambas estructuras —cabalgamientos y pliegues— involucran también al Paleozoico, es decir, son polifásicas. Existe otra particularidad muy importante: los grandes pliegues anticlinales y particularmente el que forma el Cretácico de las Sierras de Santa Bárbara, Costanazo y Corija, de directriz NO-SE ibérica y cuya última configuración es alpina, poseen repliegues en sus flancos de directriz E-O, que son los que también pliegan los cabalgamientos, particularmente el de Carabantes-Reznos (Fig. 10).

Estas interferencias de ambas direcciones son estructuras muy singulares, que pueden explicarse como resultado de:

— La existencia de un gran accidente de zócalo hercínico (prolongación SE de la falla de Ventaniella?).

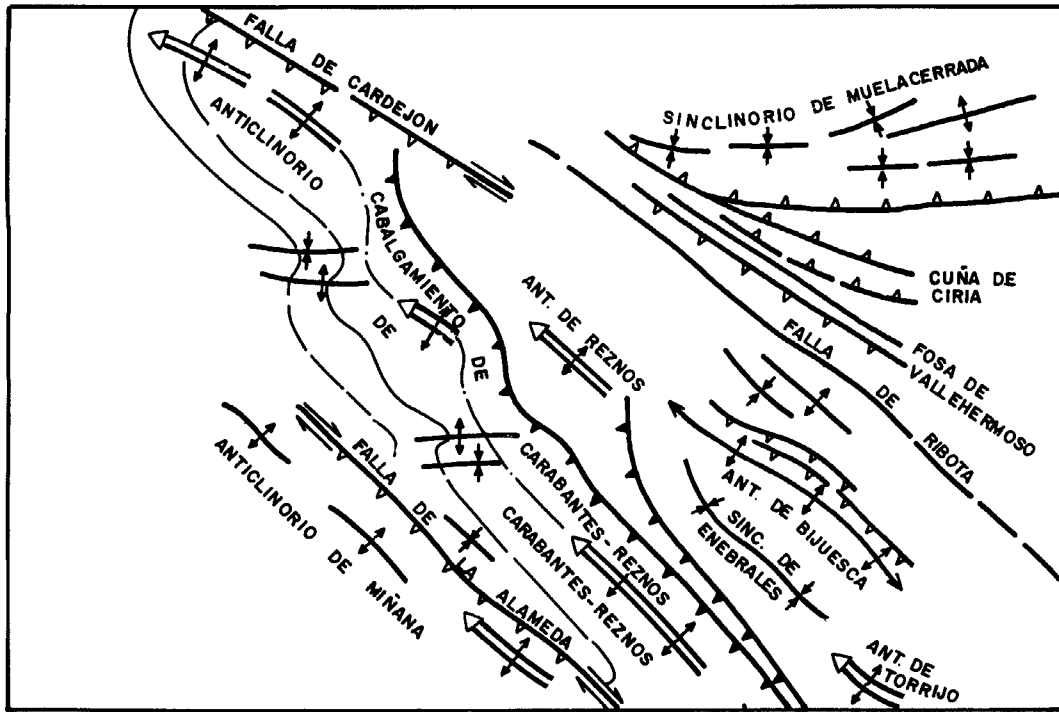
— El cambio en la orientación del campo de esfuerzos durante el transcurso de la orogenia alpina.

De este modo al esfuerzo alpino compresivo generalizado de dirección NE-SO que originó las principales estructuras de la Cordillera Ibérica, le siguió inmediatamente en el tiempo y en este área otro de dirección más norteada (NNE-SSO), que hizo posible la removilización de antiguas estructuras de zócalo (de dirección NO-SE) imprimiéndoles un movimiento de cizalla dextrógiro, que en cobertera se tradujo en la formación de grandes pliegues de directriz NO-SE, con los flancos «aserrados» por otros de menor escala E-O (Fig. 10). En realidad podría hablarse de un «continuo orogénico» que progresivamente fue cambiando la dirección del esfuerzo principal desde NE-SO a NNE-SSO. El cambio en la dirección de esfuerzos se considera necesario para que se produzca el movimiento de cizalla a lo largo de las superficies NO-SE preexistentes.




El mismo tipo de estructura es el que posee la Sierra de la Pica situada inmediatamente al N de la Hoja. Toda ella constituye un monoclinial vertical o muy inclinado hacia el S y con dos pliegues de eje vertical y escala kilométrica, que tal como se muestra en la figura 11 responden a un modelo de cizalla dextrógiro.

Por último, otras estructuras que también responden al mismo modelo dinámico son las grandes fallas que con dirección NO-SE y comportamiento inverso-dextrógiro afectan a la Hoja (falla de Cardejón, falla de La Alameda, etc.) y también la misma «Cuña de Ciria», una de cuyas expresiones (falla del río Ribota) puede continuarse hacia el SE y es la que constituye uno de los bordes (activos) de las cuencas terciarias neógenas, situadas al SE.

Como conclusión apuntaremos que todo este modelo dinámico regional obtenido a partir de la geometría de las grandes estructuras se confirma, en lo que a la orientación de esfuerzos se refiere, por los resultados del análisis microtectónico de estructuras frágiles, que se tratará al final de este capítulo.



ESCALA 1 : 200.000

-  Cabalgamiento
-  Falla inversa
-  Falla normal



-  Falla de desgarre con componente inverso
-  Anticlinorio

Fig.- 10 Principales estructuras

2.1.4. Área sin deformación

Sobre los tres conjuntos tectonizados descritos se disponen los materiales neógenos y pliocuaternarios (depresión de Calatayud y glacis septentrional) en posición horizontal y recubriendo amplias áreas. No obstante, no deben descartarse «a priori» deformaciones y movimientos neotectónicos a lo largo de las fracturas anteriormente citadas.

Seguidamente se pasarán a describir los dos ciclos orogénicos (hercínico y alpino) por separado, analizando las estructuras relacionadas con cada uno de ellos.

2.2. CICLO HERCÍNICO

Los materiales paleozoicos afectados por la orogenia hercínica forman parte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, que junto con la Rama Aragonesa delimitan la Depresión de Calatayud y constituyen la prolongación hacia el SE de la zona astur-occidental leonesa del macizo hespérico (JULIVER *et al.*, 1.972).

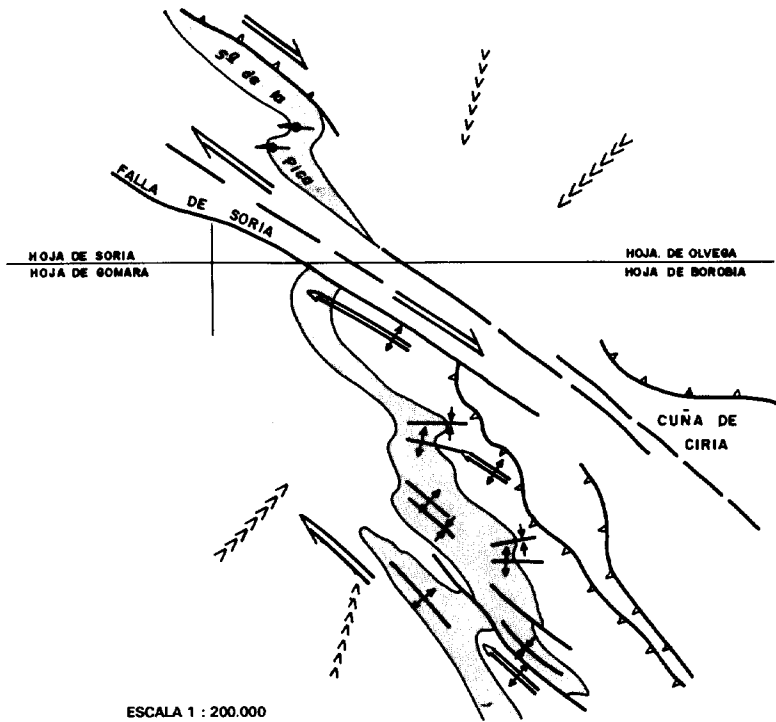
Estos sedimentos del zócalo se vieron afectados por una primera fase de deformación hercínica que dio lugar a las estructuras visibles tanto a nivel puntual como a gran escala. Los pliegues existentes tienen una dirección general ONO-ESE y una vergencia hacia el NE. Hay que destacar la existencia de una esquistosidad de plano axial asociada a dichas estructuras, muy bien desarrollada en todo el área. La segunda fase se encuentra representada por cabalgamientos y fracturas inversas de dirección NO-SE que cortan ligeramente a las estructuras de primera fase y que están bien desarrolladas a escala regional dentro de la Cordillera Ibérica (CAPOTE 1.982; CAPOTE Y GONZÁLEZ LODERO 1.983 y TEJERO 1.987).

Por último, tienen lugar diversas deformaciones tardías que originan a nivel puntual pliegues métricos de amplio radio con dirección de traza axial N 50-70° E, crenulaciones con igual dirección y a nivel general intensa fracturación con direcciones preferentes N 20-70° y E y N 100-140° E.

2.2.1. Primera fase de deformación

Los sedimentos paleozoicos han sufrido una primera fase de deformación hercínica, que es la que ha dado lugar a las estructuras más marcadas en toda la región, pliegues que llevan asociada una esquistosidad de plano axial. Los materiales del núcleo anticlinorio de Carabantes-Reznos corresponden a las dolomías de la Facies Ribota de edad Cámbrico, que juntamente con los distintos tramos cartográficos de igual edad y los del Ordovícico inferior, se ven fracturados y cabalgan sobre distintas unidades mesozoicas y terciarias. A lo largo de toda la banda paleozoica hacia el NO, correspondiente a la terminación Noroccidental de la Rama Castellana, la serie se dispone monocinamente con buzamiento SO y pequeños pliegues métricos a nivel puntual.

Los pliegues menores observados corresponden a la primera fase de deformación hercínica. La dirección de los ejes varía de N 110-140° E y su inclinación entre 4 y 25° buzando al N o S. Tienen una geometría que varía en función de la litología alternante (cuarcita-pizarra), se trata



ESCALA 1 : 200.000

- >>>> <<<<< Compresión primaria
- >>>>> <<<<<< Compresión secundaria
- ⇒⇒⇒⇒ Zonas de cizalla
- — — — Fallas de desgarre
- ~ ~ ~ ~ Cabalgamiento plegado
- — — — Orla cretácica
- — — — Eje vertical

Fig.- 11 Situación de los esfuerzos en la orogenia alpina

de pliegues concéntricos abiertos o cerrados, en general asimétricos, con vergencia NE y planos axiales buzando al O. Estos pliegues corresponden al tipo 1 de RAMSAY (1.967). Los niveles cuarcíticos presentan pliegues isópacos del tipo 1B de RAMSAY (1.967), en tanto que los existentes en pizarras tienen a ser de cerrados a isoclinales con las charnelas más agudas y se tipificarían dentro de los pliegues similares (tipo 2 de RAMSAY, 1.967).

La primera fase de deformación, por otro lado, origina, a nivel regional, una esquistosidad S_1 , que es subparalela al plano axial de los pliegues y que, en general, se encuentra desarrollada en todo el área. Esta esquistosidad S_1 es muy penetrativa a nivel de afloramiento y corresponde a una esquistosidad de flujo (*slaty cleavage*) en las capas pelíticas y a una esquistosidad de fractura en los niveles cuarcíticos y areniscosos. Por ello es frecuente ver ejemplos de clara refracción entre distintas litologías y en toda la columna estratigráfica de materiales paleozoicos.

Al microscopio se observa una orientación de los filosilicatos en las muestras pelíticas, en tanto que para las rocas de grano grueso lo más frecuente es que sólo aparezcan una ligera orientación o algún grano deformado.

La interpretación de los planos de estratificación S_0 y de esquistosidad S_1 , origina una lineación L_1 que es paralela a los ejes de los pliegues de la primera fase de deformación.

2.2.2. Segunda fase de deformación

En el macizo Ibérico la segunda fase de deformación se caracteriza por la existencia de cabalgamientos que llevan asociados pliegues con esquistosidad de plano axial y también bandas de cizalla. En esta Hoja existe el importante cabalgamiento de Carabantes-Reznos con nivel de despegue constituido por las dolomías de Ribota. La dirección general es NO-SE, salvo en determinados sectores que cambia a N-S, por estar plegados por el ciclo alpino. Asociado a los frentes, aparecen pliegues métricos y decamétricos con el flanco N invertido, vergentes al N y buzamiento de plano axial del orden de los 30° S.

2.2.3. Deformaciones tardías

Con posterioridad a los cabalgamientos de 2.ª fase se localizan a nivel puntual, pequeños pliegues métricos que deforman ligeramente a las estructuras de 1.ª fase, dando lugar a interferencias de tipo 1 de Ramsay (1.967). Estos pliegues son asimétricos y/o simétricos, muy abiertos y en algunos puntos llevan débil esquistosidad de crenulación asociada, sus planos axiales son subverticales y las charnelas horizontales o con ligeras inmersiones. También a nivel puntual se observan tanto aquí como en la región: *kink-bands* centimétricos, que repliegan, con igual dirección que los pliegues métricos, a los de la fase 1. Los planos axiales son subverticales y la inclinación axial del orden de los 70-80° N o S.

Tanto en campo como en algunas láminas delgadas se observa, en niveles pelíticos y pelítico-arenosos, una ligera esquistosidad de crenulación que lleva una dirección general NE-SO y que suponemos está relacionada con la formación de los pliegues tardíos antes mencionados.

Por último, y como parte de la deformación tardihercínica, se localizan diversos sistemas de fracturas que pertenecen a los últimos episodios de la orogenia hercínica.

De la representación de las medidas de fallas de pequeño salto incluidas en la banda paleozoica de dirección ONO-ESE (Borobia-Torrijo de la Cañada) se observan unas direcciones preferentes N 20-70° E y N 110-140° E. El sistema N 20-70° E agrupa dos máximos de direcciones N 20-30° E y N 60-70° E y corresponden a las fallas de desgarre sinistras, y que representan el 44 % de las medidas totales realizadas. Para el sistema N 110°-140° E con un porcentaje de un 30 % sobre el total, se observa un máximo en la dirección N 110-120° E. Corresponden al sistema conjugado con el anterior y su movimiento originario es de fallas de desgarre dexas.

La presencia de diques de cuarzo, y ocasionalmente de barita, nos indican que estas fracturas tienen una edad tardihercínica. Con posterioridad la orogenia alpina los reactiva y origina movimientos normales o inversos en la vertical como se puede observar por las estrías existentes en sus planos de falla.

2.3. CICLO ALPINO

La expresión de la estructura actual es, por supuesto, alpina, aunque parte de ella sea heredada del ciclo hercínico anterior. Las estructuras principales se reconocen en la figura 10. Ya se ha hecho una descripción general de ellas al enumerar las áreas con uniformidad tectónica. A continuación se describen desde el punto de vista de la tectónica alpina y se realiza un análisis microestructural de las principales estructuras frágiles.

2.3.1. Pliegues y fallas del sector central

Existe una estructura antiformal principal cuyo núcleo paleozoico atraviesa, aunque de forma discontinua, toda la Hoja. El Paleozoico de Carabantes-Reznos representa su extremo Noroccidental. Otros anticlinales de menores dimensiones que flanquean esa estructura presentan asimismo núcleos donde aflora el Paleozoico junto al tegumento de Trías inferior y medio. Los pliegues tienen vergencia hacia el NE e inmersión general de todos los ejes anticlinales hacia el NO. Se trata de pliegues esencialmente isópacos cuyo mecanismo fundamental, a juzgar por la abundancia de estrías de deslizamiento «capa sobre capa», debe de ser el flexo-deslizamiento. Por otra parte, la presencia en la casi totalidad de los núcleos anticlinales de materiales del zócalo y del tegumento permite considerar éstos como anticlinales de fondo o pliegues de zócalo-cobertera, en cuyo desarrollo los materiales plásticos del Keuper no han representado ningún papel apreciable como nivel de despegue. En algunos casos, este último resultado se explica sencillamente por el reducido espesor o incluso la ausencia del Keuper. Aunque dominan los ejes con dirección ibérica, existen otros con orientación transversa (E-O) siempre de dimensiones más reducidas y a los que ya se ha aludido anteriormente.

Las fallas que acompañan a los pliegues no suelen aflorar con demasiada nitidez. Únicamente se ha podido observar al Sur de Cardejón (Falla de Cardejón) un plano NO-SE que corta el flanco

Norte del anticlinal de Torrubia. El buzamiento del plano hacia el Sur indica que se trata de una falla inversa. Al propio tiempo, el aparente desplazamiento dextral que experimentan las capas cretácicas a lo largo de ella, junto con la presencia en su plano de estrías subhorizontales, reflejan que también ha sufrido un movimiento en dirección. Estos datos, así como la relación geométrica de las fallas con los pliegues y su traza cartográfica bastante rectilínea, sugieren que en general se trata de fallas dextro-inversas de gran ángulo.

2.3.2. La cuenca de Almazán y su contacto con los pliegues ibéricos

El contacto de la cuenca de Almazán con los pliegues de la Cordillera Ibérica se produce a lo largo de una franja que coincide con el valle del río Henar. En sentido transversal a la misma el conjunto de la serie terciaria describe una gran discordancia progresiva en relación con el flanco del anticlinal de la Sierra de Miñana, de orientación aproximada N-140° E. Con muy escasas variaciones, tal estructura se prolonga hacia el Sur en las Hojas de Torrijo de la Cañada y Alhama de Aragón. Los términos inferiores paleógenos se disponen paraconcordantes sobre el Cretácico superior, con el cual se hallan plegados conjuntamente. El contacto entre ambos es subvertical o ligeramente invertido. El buzamiento de las capas va atenuándose progresivamente hacia el O y hacia depósitos de edades más modernas, de forma que se pasa sin discordancia neta a los materiales atribuibles y al Neógeno. En éstos se observa con frecuencia una disposición en *onlap* sobre el borde de la cuenca, «cerrando» así la discordancia progresiva y llegando a reposar en fuerte discordancia angular (alrededor de 90°) sobre las capas paleógenas inferiores.

El Neógeno del interior de la cuenca presenta ya escasas deformaciones. En sus niveles inferiores persisten aún buzamientos en torno a los 10-15°, mientras que al ascender en la serie y situarnos en el ángulo SO las capas llegan a colocarse totalmente horizontales.

2.3.3. Cuenca de Calatayud

Es muy poco extensa la parte de la cuenca de Calatayud que se encuentra comprendida en la Hoja. Los materiales neógenos que la rellenan reposan discordantes sobre algunos de los pliegues ibéricos descritos anteriormente y localizados en sus márgenes, si bien se encuentran afectados por algunas de las fallas SE del sector de Ciria.

2.3.4. Sector de Ciria (Cuña de Ciria)

Los materiales de esta zona se encuentran afectados por importantes fallas de dirección E, ESE y ENE, con una densidad especialmente alta en la franja de contacto entre el Jurásico de Muelacerrada y el anticlinal de Ciria, donde se han observado espesores de entre 15 y 20 m de brechas de falla asociadas a alguna de ellas. La gran diferencia de espesor que muestran el Jurásico y el Cretácico basal a un lado y otro de dicha franja sugiere que en la misma se sitúan accidentes activos durante tales periodos.

Los movimientos sobre dichas fallas son complejos. Las estriaciones observadas en las proximidades de Ciria y en el barranco de Vallehermoso indican movimientos tanto normales como inversos y direccionales. Los movimientos normales son los más tempranos y quizá correspondan a las etapas mesozoicas. Aparecen sobre planos de gran buzamiento, en los que también se detectan movimientos transcurrentes posteriores (tanto sinestrales como dextrales). Finalmente, muchos de tales planos han sido cortados por fallas inversas de bajo ángulo.

Por último, al N del sector de Ciria los materiales jurásicos se encuentran afectados por un importante sinclinal de traza próxima a E-O cuyo núcleo se sitúa en el alto de Muelacerrada.

2.3.5. Análisis microestructural

Aparte de las anteriores observaciones sobre planos de macrofallas se han tomado datos de microestructuras frágiles en tres estaciones, una de ellas en materiales jurásicos (estación 1, cercanías de Borobia) y otras dos en Cretácico superior (estaciones 2 y 3, cercanías de Cardeón). Las poblaciones de fallas medidas han sido analizadas mediante métodos estadísticos que nos permiten reconstruir los estados de paleoesfuerzo que caracterizan la evolución tectónica del área (método de ETCHECOPAR *et al.*, 1.981; diagrama y-R de SIMÓN GÓMEZ, 1.986).

En la *estación 1* (coordenadas UTM: 30TWL911127) se ha medido una numerosa población de fallas direccionales e inversas con orientaciones próximas a N, NE y SE, así como una familia de picos estilolíticos cuyo máximo se sitúa en 010. Diecinueve fallas son explicadas por un elipsoide de esfuerzos que presenta un eje de compresión horizontal σ_1 de dirección N142° E y una relación de esfuerzos $R = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3) = 0.05$, es decir, próximo al régimen de compresión uniaxial (σ_1 : horizontal, $\sigma_2 \approx \sigma_3$). Otras once fallas son compatibles con un elipsoide de compresión con σ_1 : subhorizontal según N22° E, σ_2 : subvertical y $R = 0.33$, coherente con la familia de picos estilolíticos. En tres planos de falla se ha observado que las estrías relacionadas con la compresión N142° E son posteriores a las de la N22° E.

La *estación 2* (30TWL738124) se sitúa en el flanco Norte del anticlinal de Torrubia-Cardeón, sobre capas que buzanan unos 45° al N. Se ha medido una familia de picos estilolíticos según N145° E con fuerte inmersión al NO (prácticamente contenidos en el plano de estratificación) y otros N a NNE próximos a la horizontal. La mayoría de las fallas, de direcciones preferentes ESE y SSE, definen un elipsoide de compresión con σ_1 : N6° E, N22° N, σ_2 : subvertical y $R = 0.94$, perfectamente coherente con los segundos estilolitos y asimilable, junto con ellos, a una compresión próxima a N-S que se habría producido después del desarrollo del pliegue ibérico. Los estilolitos N145° E pueden atribuirse a una compresión SE a SSE anterior al mismo.

La *estación 3* (30TWL754119) se sitúa próxima a la anterior, sobre un suave anticlinal decamétrico asociado al mismo flanco del anticlinal de Torrubia. En ella se han medido picos estilolíticos horizontales concentrados en torno a N30° E. Aunque esa dirección de compresión no está lejana de la que supuestamente habría podido formar el pliegue ibérico, en este afloramiento puede afirmarse que los estilolitos son posteriores al mismo, ya que aparecen horizontales independientemente del lugar del pliegue en que se hayan medido.

2.3.6. Interpretación tectónica

La tectónica alpina más temprana registrada tiene lugar durante el Jurásico final y Cretácico inferior, y está representada por los movimientos de fallas normales E a SE detectados en el sector de Ciria. Las demás estructuras se relacionan con los procesos orogénicos terciarios, destacando el sistema de pliegues de zócalo-cobertera de dirección NO-SE. La edad de tales pliegues, y por tanto, del período de máximo diastrofismo, puede establecerse en virtud de su relación con las unidades terciarias de la cuenca de Almazán. Su desarrollo debió de cubrir una parte importante del Paleógeno, tal como indica la discordancia progresiva existente en el borde de dicha cuenca. El cese de su actividad se situaría probablemente al inicio del Mioceno, ya que el tránsito entre las capas sin- y postectónicas ha sido datado como Ageniense en la vecina Hoja de Torrijo de la Cañada (yacimiento de Cetina: DAAMs, 1.976).

La dirección de compresión NE presumiblemente relacionada con el plegamiento principal no se encuentra representada a escala microestructural. En cambio, sí encontramos en todas las estaciones analizadas una compresión N a NNE, posterior siempre a los pliegues NO-SE. Hay que decir, que en otras áreas vecinas (Hojas de Arcos de Jalón y Torrijo) tanto la compresión NE a ENE como la N a NNE se encuentran bien documentadas, siendo la primera anterior a la segunda. Tal relación cronológica es coherente con la hallada en esta Hoja entre microestructuras de la compresión N a NNE y los pliegues ibéricos. La superposición de movimientos inversos sobre movimientos sinestrales en las fallas ESE del sector de Ciria es compatible también con esta secuencia de compresiones. Es probable que las fallas inversas E-O y el sinclinal de Muelacerrada, de la misma orientación, fuesen causados por la última compresión próxima a N-S. Su vergencia contraria a la de las estructuras ibéricas apoya la idea de que se trata de una etapa diferenciada respecto a la fase de plegamiento principal.

La compresión NE corresponde a la que es sin duda la principal etapa compresiva de la Cordillera Ibérica, desarrollada esencialmente a lo largo del Oligoceno. La N-S habría que situarla ya en el Mioceno inferior, y tiene su equivalente en otras áreas próximas: borde N de Cameros (CASAS, 1.987), sector occidental de la Depresión del Ebro (GRACIA y SIMÓN), 1.986), Rama Castellana de la Ibérica (CAPOTE *et al.*, 1.982) y sector del Maestrazgo-fosas de Teruel (SIMÓN y PARICIO, 1.988).

En el área aparece también otra compresión SSE que, al igual que ocurre en las Hojas próximas de Arcos de Jalón y Alhama, presenta relaciones cronológicas contradictorias con respecto a las anteriores. Está representada por los pequeños pliegues E a ENE superpuestos a los ibéricos, pero también por microestructuras que frecuentemente se manifiestan como más antiguas. De hecho, en el conjunto de la Cordillera Ibérica la dirección SSE se ha citado tanto en el Mioceno (SIMÓN y PARICIO, 1.988) como en el Paleógeno temprano (ÁLVARO, 1.975; CAPOTE *et al.*, 1.982). Cabe la posibilidad de que dicha compresión llegue a coexistir y/o alternar repetidamente con la compresión principal NE (ALFARO, 1.987; DE VICENTE, 1.988).

3. GEOMORFOLOGÍA

La Hoja se encuentra situada en la región central de la Cordillera Ibérica y comprende también en su parte Suroccidental rellenos terciarios de la depresión de Almazán, apéndice oriental de la gran cubeta terciaria del Duero. Asimismo, en el área Suroriental se produce la terminación de la Depresión terciaria de Calatayud, que se desarrolla con rumbos NO-SE. En líneas generales se trata de un relieve aplanado sobre el que se ha encajado la red fluvial cuaternaria, dando amplias depresiones y vallonadas sobre las que destaca esta paramera con relieves residuales de cierta energía. Esta planicie se desarrolla fundamentalmente a una altura de 1.100 m y se elabora tanto en materiales paleozoicos, como en mesozoicos y terciarios.

Con el fin de efectuar una descripción de las distintas formas y procesos geomorfológicos, se ha estimado oportuno efectuar una historia geomorfológica en la que se irán señalando las distintas formas desarrolladas a lo largo de su evolución, comenzando desde las morfologías más antiguas.

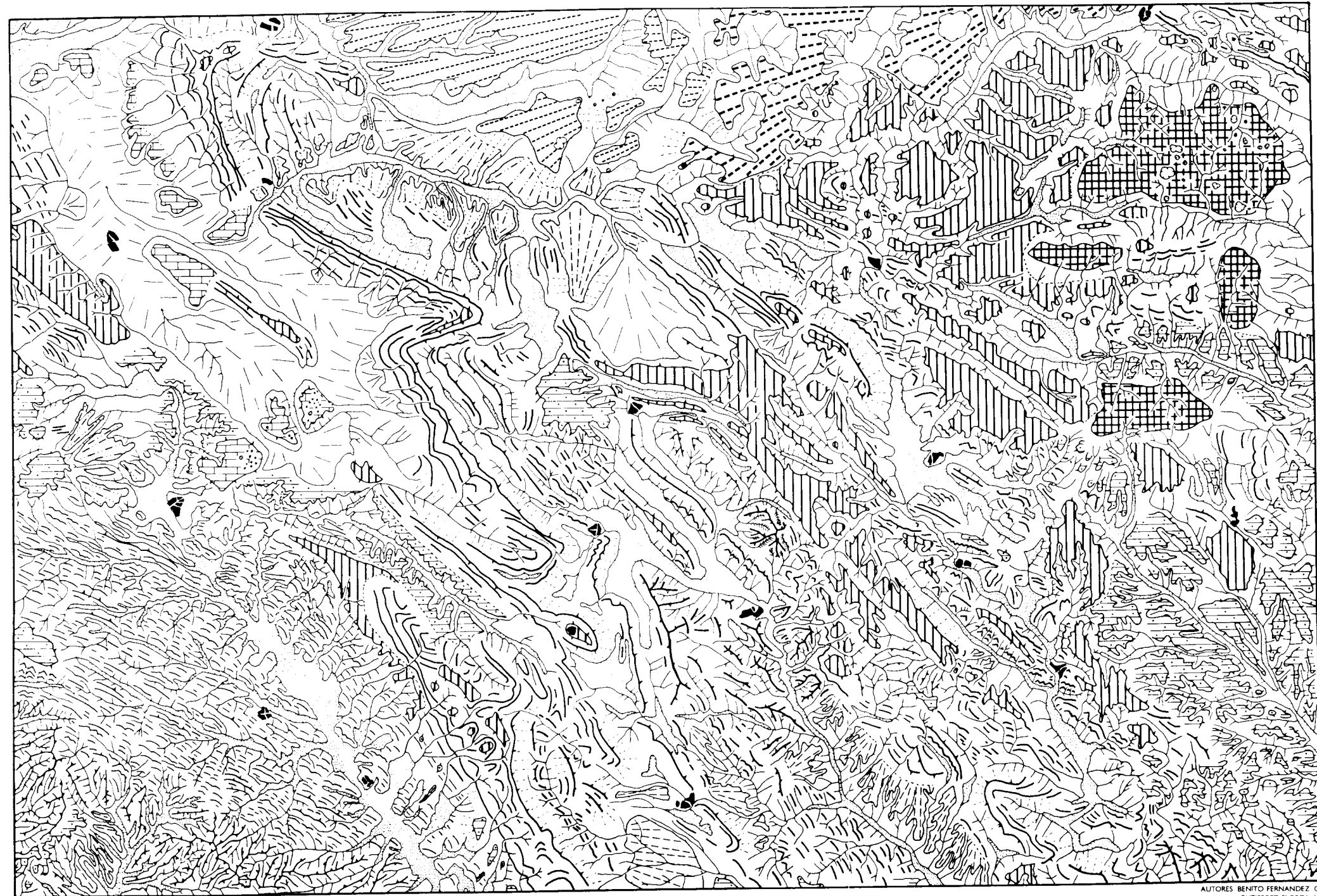
El rasgo geomorfológico de mayor antigüedad que se reconoce en la región lo constituye una superficie de erosión, que aparece o bien en posiciones dominantes o, por el contrario, exhumada ocupando situaciones relativamente más bajas. Los restos de esta superficie de erosión más alta aparecen en pequeños retazos diseminados a lo largo de la Hoja y en algunos puntos se observa cómo afecta a los materiales mesozoicos. Aunque su área de afloramiento es incartografiable, se desarrolla por encima de los 1.200 m, alcanzando en algunos lugares alturas próximas a los 1.300 m (Cañagarral, 1.252 m; Vigornia, 1.295 m, Santa Bárbara, 1.230 m; Costanazo, 1.297 m; Peñalcázar, 1.214 m; etc.). Sobre ella destacan algunos relieves residuales en la región Nororiental del mapa (Gallugar, 1.329 m; Cerro del Pelado, 1.321 m y La Torreta, 1.325). En la región Suroccidental, esta superficie aparece exhumada, por denudación de materiales neógenos, estando las crestas de los *hog-backs* y barras paleógenas arrasadas a la misma altura, en torno a los 1.000 m, lo que indica un hundimiento de la superficie exhumada con respecto a la superficie de erosión culminante. A este aplanamiento se le denomina superficie de erosión intramiocena y puede correlacionarse con la *Dachflche* de SCHWENZNER (1.937) y con la superficie «A» de GLADFELTER (1.971). PELLICER (1.984) en su Tesis Doctoral señala algunos de los puntos de la superficie de erosión culminante en la Hoja de Borobia y considera a esta superficie como de una edad Intraoligocena.

Encajada en la superficie de erosión intramiocena culminante se desarrolla una extensa superficie de erosión que alcanza un importante desarrollo en la región. Este aplanamiento se elabora a alturas de 1.250 m (Alto de la Gimena) en el extremo Nororiental y va perdiendo cotas paulatinamente hasta el área centrooccidental donde alcanza unos 1.060 m a 3 km al E de Almazul. En la Cordillera Ibérica esta superficie es la que alcanza un mayor desarrollo y PEÑA *et al.* (1.984), la denominan superficie de erosión fundamental de la Cordillera. Puede equipararse con la superficie «M₃» de SCHWENZNER (1.937) y la superficie «B» de GLADFELTER (1.971). En el trabajo sobre las superficies de erosión del sector central de la Cordillera, GRACIA *et al.* (1.987) señalan una posible edad Turoliense. En la zona centromeridional, más concretamente al Este de La Alameda, los materiales paleozoicos aparecen arrasados, a una altura en torno a los 1.000 m. Este aplanamiento de escaso desarrollo puede interpretarse como una superficie de erosión más reciente, encajada en la superficie de erosión fundamental, que puede corresponder con la

BOROBIA

380
24 -15

MAPA GEOMORFOLOGICO



LEYENDA

MODELO ESTRUCTURAL

PALEOZOICO

- Barras
- Cuestas y hog-backs
- Lineas de capa dura
- Aristas

MESOZOICO

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

PALEOGENO

- Cuestas y hog-backs
- Chevrons
- Lineas de capa dura

NEOGENO

- Plataformas y mesas en calizas
- Plataforma, mesas y gradas en conglomerados y areniscas
- Aristas

SUPERFICIES DE EROSION

- Superficie de erosion intramiocena
- Superficie de erosion piniocena
- Relieves residuales

FORMAS ACUMULATIVAS

PLIOCUATERNARIO

- Glacis
- Pl C 1
- Pl C 2

CUATERNARIO

- Glacis
- G4
- G3
- G2
- Derrames o glacis recientes
- Glacis indiferenciados

RED FLUVIAL

- Barrancos de incision lineal
- Valles de fondo plano
- Valles en cuna
- Carcavas

OTRAS FORMAS Y SIMBOLOS

- Dolinas aluviales
- Dolinas en embudo y en cubeta
- Conos de deyeccion
- Laderas regularizadas
- Escarpes
- Escarpes en depositos cuaternarios
- Contacto aproximado
- Nucleos de poblacion



AUTORES: BENITO FERNANDEZ G.
GUTIERREZ ELORZA M.
SANCHO MARCEN C.

superficie «M₂» de SCHWENZNER (1.937) y con la superficie «C» de GLADFELTER (1.971). En cualquier caso, dado su escaso desarrollo consideramos problemática la existencia de esta superficie.

Sincrónico con la elaboración de este gran arrasamiento, se desarrolla en la Cordillera Ibérica una importante etapa de karstificación que está facilitada por la planitud del terreno. En esta Hoja se reconocen en el ángulo Nororiental un campo de dolinas en embudo ligado al relieve residual de Gallugar-Cerro del Pelado, acompañado de distintos tipos de lapiaz. También y sobre calizas tabulares neógenas existentes al NE de Almazul se desarrollan campos de dolinas en cubeta de muy pequeño tamaño acompañadas de lapiaces del tipo de rocas perforadas. Los procesos de karstificación también aparecen patentes en las gargantas desarrolladas por la red fluvial (región de Ciria), donde es posible observar con relativa frecuencia, conductos exokársticos exhumados de escala métrica, por lo general de carácter freático, aunque también se observan algunos de carácter vadoso.

Como resultado de la importante fase diastrófica que tuvo lugar a final del Neógeno se produjo el levantamiento de las áreas situadas fuera y al Norte de la Hoja (Sierra de Toranzo). Este contraste de relieve dio lugar a una importante etapa erosiva en glacia, de edad pliocuaternaria. Se trata de gravas muy heterométricas, con bloques de incluso tamaño métrico, no cementadas, que fosilizan a los materiales mesozoicos arrasados por la superficie de erosión fundamental. Como estos materiales son porosos las aguas percolan hasta el sustrato mesozoico, produciendo la disolución diferencial del mismo y dando lugar en superficie a la generación de importantes dolinas aluviales (PELLICER, 1.984), que aparecen parcialmente rellenas de agua formando la laguna de Borobia y la lagunilla de Ciria. Son dolinas subcirculares de unos 800 m de diámetro. La presencia de estas dolinas sobre los materiales pliocuaternarios nos indica que la karstificación ha proseguido durante etapas cuaternarias. Este tipo de dolinas son frecuentes en los piedemontes de la Cordillera Ibérica. Dentro de este amplio abanico aluvial pliocuaternario se reconocen dos niveles de glacia encajados.

El encajamiento de la red aluvial cuaternaria produce una erosión diferencial que trae consigo la aparición de diferentes tipos de modelados estructurales. Sobre los materiales paleozoicos, de escasa representación en esta Hoja, se elabora un conjunto de barras, *hog-backs* y cuestras y también se produce un relieve en aristas constituyendo las zonas de interfluvios. El modelado estructural mesozoico es el que presenta un mayor desarrollo. En él aparece un típico relieve invertido, con sinclinales colgados cretácicos y anticlinales desventrados. En los núcleos de éstos y en los flancos de los sinclinales se reconocen barra, *hog-backs* y cuestras y localmente morfologías en *chevrons*. El Paleógeno se manifiesta por la alternancia de capas de diferente resistencia a la erosión en disposición fundamentalmente monocinal, que dan lugar a *hog-backs* y cuestras y algunos *chevrons*. Finalmente los miocenos, de pequeño desarrollo, labran un relieve tabular de plataformas y mesas con un relieve en graderío al pie de las mismas. También, y en depósitos neógenos detríticos puede reconocerse un relieve alomado y en artistas.

No aparece ninguna arteria fluvial importante y, por lo tanto, no existen depósitos de terrazas. No obstante, sí se reconocen distintos niveles de glacia, que aparecen con escaso desarrollo y diseminados en la Hoja. Arrancando de los depósitos pliocuaternarios y de la Sierra del Costanazo, en el sector centroseptentrional se desarrollan cuatro niveles de glacia que evolucionan teniendo

como nivel de base el del Arroyo de la Vega. Se trata de glaciares muy degradados en los que es difícil su reconocimiento y cartografía. El glaciar más reciente con morfología de derrame alcanza un desarrollo muy importante al NE de la Hoja en una gran depresión, sobre la que se depositan materiales neógenos poco potentes de naturaleza detrítica y carbonatada. Al O de Almazul se distinguen dos niveles de glaciares encajados que arrancan de la mesa de El Rebollar. Finalmente, en el extremo Suroccidental y al E de La Alameda aparece un nivel de glaciar indiferenciado.

La red fluvial está constituida fundamentalmente por valles de fondo plano y por barrancos de incisión lineal. El profundo encajamiento de la red sobre la superficie de erosión da lugar a angostas gargantas, que adquieren un mayor desarrollo en los materiales carbonatados mesozoicos, elaborando algunos meandros encajados. En materiales blandos, tales como pizarras paleozoicas, se desarrolla una red de cárcavas. En Carabantes se reconoce un valle en cuna elaborado en materiales paleozoicos, que puede indicar un origen periglacial para el mismo. También existen pequeños conos de deyección (Sierra del Costanazo).

Las laderas existentes en el área son del tipo cantil-talud, con cornisas de desigual desarrollo y con clastos a su pie que en ocasiones aparecen ordenados. También en algunos puntos se reconocen canchales funcionales. En materiales menos resistentes se desarrollan vertientes regularizadas, tal y como aparecen en los materiales detríticos miocenos y en algunos afloramientos paleozoicos.

4. PETROLOGÍA

En la Hoja de Borobia se han cartografiado los afloramientos magmáticos calco-alcálicos del Cerro Tolmo y La Quiñonería por un lado y las manifestaciones filonianas del río Carabán y Cerro Estrepal por otro. En el primer caso, además de las rocas propiamente volcánicas, se describirá también el conjunto de la serie volcanoclástica de La Quiñonería, en el que están incluidas.

4.1. MAGMATISMO CALCO-ALCALINO. BASALTOS Y RIOLITAS-RIODACITAS

Las manifestaciones magmáticas calco-alcálicas se sitúan en dos áreas: el afloramiento de Cerro Tolmo, al S de Cardejón, con composiciones de dacitas a riodacitas hipovolcánicas y el situado entre Sauquillo de Alcázar y La Quiñonería, al O de Reznos, representado predominantemente por materiales volcano-sedimentarios, con composición variable, pero que contienen una masa aislada de riolita y también restos de una pequeña manifestación de andesita basáltica, probablemente hipovolcánicas.

Los estudios realizados por diversos autores (MONROSE, 1.968; DESPARMENT *et al.*, 1.982; DE LA PEÑA *et al.*, 1.977 a y b; MUÑOZ *et al.*, 1.985), así como otros trabajos realizados por la Junta de Energía Nuclear (JEN) y, finalmente, recientes investigaciones de LAGO *et al (in litt.)*, permiten integrar a este magmatismo en el conjunto de manifestaciones análogas en cuanto a composición y edad de emplazamiento, a las que aparecen en diversos sectores de la Cadena Ibérica, tanto en la Rama Castellana como en la Aragonesa. Es importante destacar que el

afloramiento de La Quiñonería es un ejemplo excepcional de este tipo de manifestaciones, por su extensión, por la variedad de facies detríticas y magmáticas presentes, por la posibilidad de reconstruir la serie estratigráfica a partir de observaciones de superficie y por la presencia de restos de flora que permiten un control bioestratigráfico de la serie stephano-pérmica. La coincidencia de esta cualidad en un mismo afloramiento es rara y prácticamente sólo se conoce otro caso en todo el ámbito de la Cadena Ibérica (Fombuena, provincia de Teruel. CONTE *et al.*, 1.987).

4.1.1. Características de emplazamiento

El afloramiento de riocitas-dacitas del sector de Cardejón, tiene una extensión reducida (escasamente 1 km²), y buena parte de él está cubierto por coluvión y suelo de cultivo.

En su parte Norte, el material intrusivo está cubierto discordantemente por los materiales rojos de la base del Buntsandstein.

El afloramiento del área de La Quiñonería es una franja de orientación NNO-SSE casi paralela al contacto de la base de la serie triásica suprayacente. En su mayor parte, el afloramiento está constituido por conglomerados de cantos de cuarcita, areniscas, limolitas con niveles carbonosos y niveles volcánoclasticos de composición variable, localmente atravesados por un dique de andesita basáltica que se localiza en el corte de la orilla izquierda del arroyo del Ruidero. En la parte NO, inmediatamente al S de Sauquillo, se ha identificado una masa de riolita, de reducida extensión, cuyos contactos recubiertos por el glacis plio-cuaternario, impiden su correcta posición en la serie Autuniense.

4.1.2. Edad de emplazamiento

Por las determinaciones de paleoflora, se les ha asignado una edad Autuniense inferior. La presencia de diversos niveles volcano-sedimentarios, estratigráficamente por debajo y por encima de los niveles carbonosos con flora, y el emplazamiento de materiales subvolcánicos entre ellos, indican que pudo tratarse de un magmatismo pluriépisódico, con manifestaciones subvolcánicas y explosivas.

Las observaciones mineralógicas y texturales en los niveles carbonosos intercalados indican el desarrollo de una diagénesis posterior de bajo grado (DE LA PEÑA *et al. op. cit.*).

La composición petrológica y geoquímica de los materiales magmáticos (explosivos y subvolcánicos) corresponde a la de naturaleza calco-alcalina análoga a la identificada en diversos afloramientos de la Cadena Ibérica.

Así pues, el afloramiento de La Quiñonería presenta un alto interés cronoestratigráfico y constituye una referencia obligada para el estudio del magmatismo calcoalcalino en otros afloramientos donde aparecen sólo algunos de los aspectos aquí representados (caso de Fombuena, CONTE *et al.*, 1.987; región de El Bosque, Alto Tajuña, MARFIL y PÉREZ GONZÁLEZ, 1.973; NE de Molina de Aragón, DE LA PENA y MARFIL, 1.975, y los situados en Orea, NAVIDAD, 1.963; BAMBO *et al.*, 1.969, entre otros).

4.1.3. Características petrológicas

Las manifestaciones magmáticas comprenden dos modalidades: *hipovolcánicas* (dique de andesita basáltica y composiciones de riodacitas y riolitas) y *fragmentarias con composición variable* (dacítica, riodacítica y riolítica).

El dique de composición andesítico basáltica aflora en la orilla izquierda del arroyo del Ruidero. Es una roca gris oscura, dura y compacta, que se emplaza entre los materiales detríticos y volcanoclásticos encajantes. Este dique tiene textura porfídica hipocrystalina, no orientada, y consta de fenocristales (plagioclasas y ortopiroxenos) que presentan asociaciones glomeroporfídicas frecuentes. Los microcristales de plagioclasa se sitúan en torno a los anteriores fenocristales, aislados y/o asociados. Los fenocristales de plagioclasa adoptan tamaño variable, zonado normal y una composición en An_{86-64} (Fig. 12A). Los ortopiroxenos presentan también variedad de tamaño y su composición se sitúa en el intervalo $En_{74} Wo_4 Fs_{22}$ a $En_{53} Wo_4 Fs_{43}$ (Fig. 12B), que expresa la variación de la composición inicial y final. Esta composición es subalcalina (Fig. 13A y B), con reducido contenido en TiO_2 y cierta microzonación. En detalle, se ha detectado un aumento en Si y Mg en el centro del piroxeno y, por el contrario, una disminución hacia los bordes del cristal, donde hay un enriquecimiento en Al, Fe, Ti y Cr.

El afloramiento del S de Cardejón posee composición dacita-riodacita. El estudio en rocas más inalteradas de testigos de sondeo permite observar una textura porfídica hipocrystalina y la composición: anfíbol (alterado) + biotita (variablemente alterada) + fenocristales de cuarzo (subredondeados a subangulosos y con frecuentes golfos de corrosión) + aislados fenocristales de feldspato, siendo la matriz de naturaleza criptocrystalina.

Al S de Sauquillo de Alcázar aflora un asomo de riolitas, con extensión reducida. Tienen textura porfídica hipocrystalina y destaca la abundancia de fenocristales de cuarzo (subangulosos y con golfos de corrosión). Es frecuente la alteración por ferruginización, silicificación, etc.

Las manifestaciones volcanoclásticas o fragmentarias presentan una mayor extensión que las anteriores y comprenden etapas pluriepisódicas (Fig. 3) cuyas composiciones pueden variar desde aglomerados dacítico-riodacíticos a niveles tobáceos de composición riolítica. Las alteraciones son frecuentes en estos episodios y con diversa naturaleza (ferruginización, silicificación, carbonatación, etc.). La alternancia de estos episodios volcanoclásticos con otros lutíticos ricos en paleoflora y, a veces, con material polínico (DE LA PEÑA *et al.*, 1.977a y b), atribuidos al Autuniense, es un rasgo importante para la datación de este magmatismo. Por otra parte, el carácter pluriepisódico está confirmado también por la intrusión del dique de andesita basáltica que parece atravesar a estos niveles volcanoclásticos.

4.1.4. Composición geoquímica

El estudio geoquímico muestra que las rocas ofrecen una buena representación de la serie calco-alcalina, desde los términos andesítico-basálticos a los de composición riolítica. La notable alteración secundaria que afecta a las rocas aconseja considerar el comportamiento de los elementos traza que, por su menor movilidad, conservan mejor las características del magma original.

En lo que concierne a los elementos mayores destaca el alto contenido en Al_2O_3 con rango de variación en 12-17 %. El CaO adopta un intervalo composicional del orden del 6 %, en los términos más básicos, al 0,06 % en las composiciones riolíticas. El TiO_2 es inferior al 1 % y decrece con la diferenciación al precipitar los anfíboles y las micas. Es importante destacar el valor casi constante que toma la relación MgO/Fe (t) con el enriquecimiento progresivo en álcalis durante la diferenciación magmática (Fig. 17). La variación de los contenidos en Al_2O_3 , CaO , MgO y Fe (t) presenta buena adecuación con el porcentaje modal de las respectivas asociaciones minerales. Es interesante destacar la buena correlación ($r = 0,95$) del $\text{K}_2\text{O}-\text{Rb}$ que está justificada por el aumento modal en plagioclasas ácidas y en feldespatos durante la diferenciación (Fig. 16). El porcentaje del SiO_2 y también el de los álcalis, está afectado por el desarrollo de las alteraciones secundarias, aunque, en conjunto, estas rocas presentan un alto contenido en K, lo que es un rasgo común con las intrusiones análogas ubicadas en la Cadena Ibérica.

El estudio de los elementos traza facilita una clasificación geoquímica de estas rocas más adecuada que la esperable según los elementos mayores. Así pues, en las clasificaciones de la figura 14 ($\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$) y la figura 15 ($\text{SiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$) se aprecia también la diferenciación magmática ya indicada.

El valor de la relación Y/Nb y, en detalle, los contenidos en Rb (44-180 ppm), Sr (10-210 ppm), y (5-24 ppm), Zr (44-168 ppm), Nb (6-20 ppm), Ba (37-144 ppm) y Th (6-15 ppm), corresponden a valores normales en los términos invocados y pertenecientes a la serie calco-alcalina. Merece destacarse el alto contenido en Ba, Rb y Sr de las composiciones riolíticas. Así pues, los valores obtenidos en elementos y en REE para el magmatismo de este área corresponden a una serie calco-alcalina, en ambiente de intraplaca continental y con alto enriquecimiento en K. Estos rasgos son comunes a los otros afloramientos de la misma edad ubicados en la Cadena Ibérica (Ramas Castellana y Aragonesa).

4.2. FILONES DE CUARZO

Se ha cartografiado un filón de cuarzo al SE de Carabantes, posee unos 5 km de longitud, potencia variable —entre 4-6 cm—, dirección NO-SE y subvertical. Encaja en las pizarras de la Formación Huermeda y su dirección es subparalela a las principales estructuras —cabalgamientos y fallas— de la zona, constituyendo él mismo una fractura que se ha rellenado por cuarzo de origen hidrotermal.

Existe otra familia de filones, éstos mineralizados, encajando en las cuarcitas de la Formación «Cuarcita Armoricana», al O de La Alameda. Poseen una dirección aproximada de $\text{N } 160^\circ \text{ E}$, subverticales y mineralizados con galena, blenda y pirita. Fueron explotados a finales del siglo pasado y principios del actual.

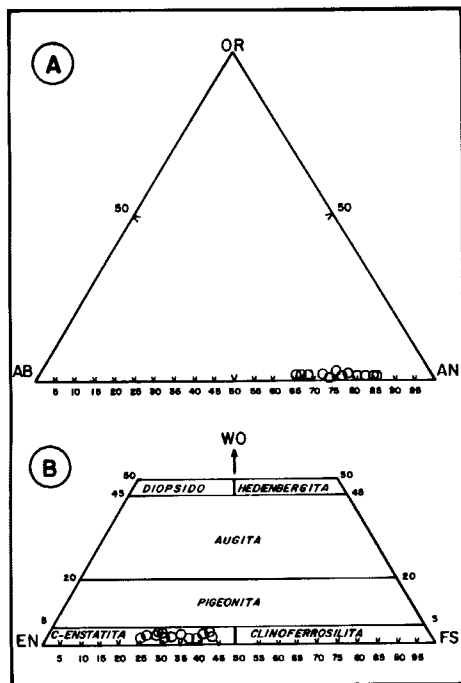


Fig.- 12 Análisis de microsonda en A) Plagioclasas, B) Ortopyroxenos. Dique de andesita basáltica del Arroyo del Ruidero.

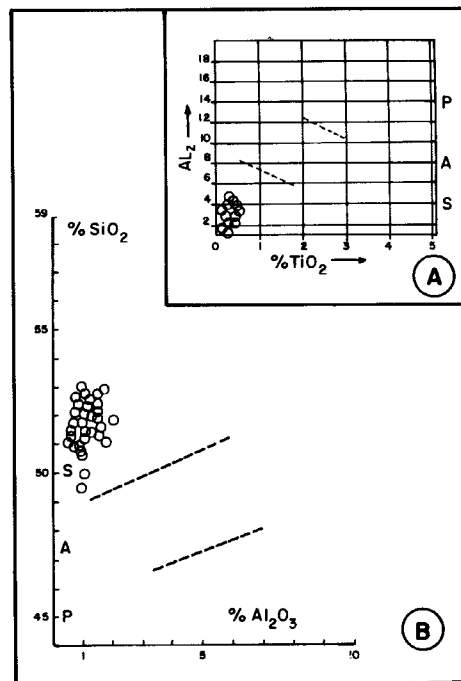


Fig.-13 Expresión de la composición de los ortopyroxenos: A) Relación alúmina-titanio (diagrama de Le Bas, 1962) para los piroxenos de la fig. 9 B: B) Relación silice-alúmina para los mismos piroxenos (diagrama de Nisbert y Pearce, 1977); S = dominio subcalino. A = alcalino y P = parcalino.

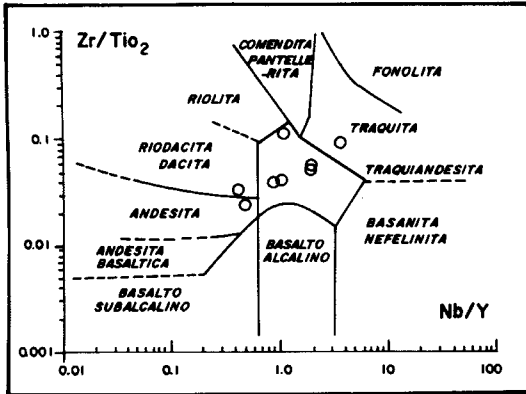


Fig.- 14 Clasificación de las rocas según las relaciones Zr/TiO_2 - Nb/Y

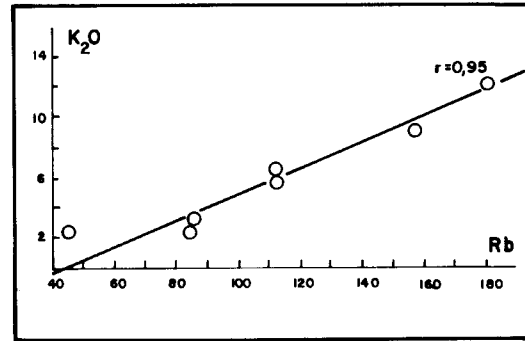


Fig.-16 Relación K_2O - Rb ($r=0,95$)

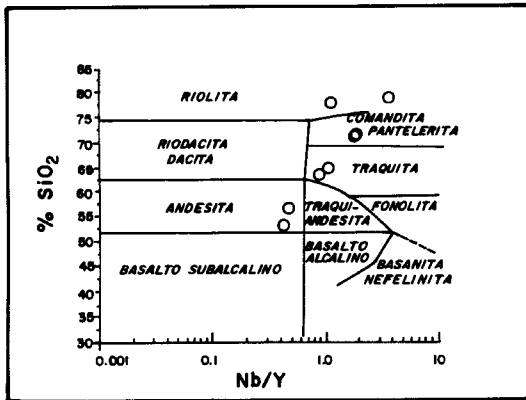


Fig.-15 Clasificación de las rocas según la relación SiO_2 - Nb/Y

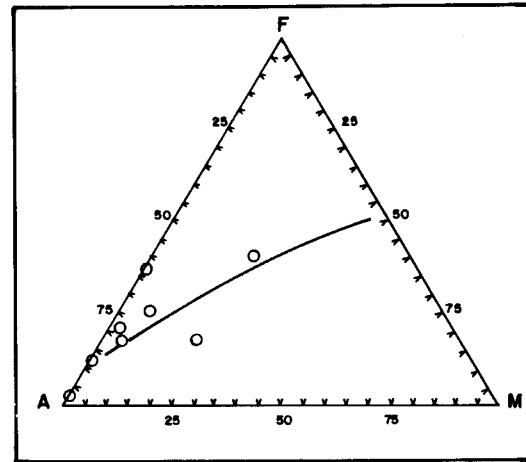


Fig.- 17 Diagrama AFM mostrando la afinidad calcoalcalina de estas rocas

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Este capítulo es una aproximación a la evolución sedimentaria y paleogeográfica del área estudiada. Dichas sean las limitaciones de una descripción tan breve que pretenda relatar una historia que abarca un período tan largo como es el comprendido entre el Cámbrico inferior y la actualidad. Por otro lado, y dado que los fenómenos poseen carácter regional, no nos ceñiremos al marco concreto de la Hoja para su descripción.

La Hoja se encuentra situada sobre el dominio estructural de la Cordillera Ibérica (materiales mesozoicos y paleozoicos) y entre las depresiones de Almazán y Calatayud (materiales terciarios), con características propias cada una de ellas, pero manteniendo estrecha relación tectosedimentaria con los primeros.

La Cordillera Ibérica adquiere su mayor desarrollo durante la Orogenia Alpina, período en el que se desarrollan estructuras propias de una cadena de tipo intermedio y a su vez se reactivan otras hercínicas. Como consecuencia existe una superposición de estilos que permite separar el «zócalo» de la «cobertera». Las depresiones terciarias se rellenan simultáneamente a su subsidencia con los materiales terciarios continentales.

Los materiales más antiguos, pertenecientes al Cámbrico, se sedimentaron en una sucesión de sistemas deltaicos que en régimen mesomareal o con regeneración de plataformas carbonatadas (Formación Ribota) dieron lugar a las secuencias inferiores de la serie.

La sedimentación durante el resto del Cámbrico medio y superior y Tremadoc tiene lugar en una plataforma somera en ambiente intermareal, con intercalaciones de episodios turbidíticos. Se reconocen ambientes de llanuras fangosas y mixtas según la proporción limo/arena. Algunos niveles cuarcíticos pueden ser interpretados como canales de mareas (Formación Borrachón). Los depósitos arenosos son menos abundantes que en la Rama Aragonesa (Cadenas Ibéricas Orientales). Se observa un aumento de espesores de las facies hacia el Oeste, al mismo tiempo que aumenta la proporción de finos. Las direcciones de corrientes medidas indican aportes del E y NE (Macizo del Ebro?). En conjunto la serie se agrupa en cuatro megasecuencias negativas mayores (incluyendo el Arenig) que contienen a su vez otras mesosecuencias también negativas, que están en relación con la tectónica probablemente con ascensos epirogenéticos (?) de las áreas fuentes.

Durante el Arenig (Cuarcita Armoricana), hay depósitos de barras (mareales?-litorales?), generalizadas en todo el área. Los aportes vienen también del E y NE.

Del plegamiento fundamental hercínico se detectan al menos dos fases, de las que la primera es la principal y en esta zona origina pliegues de dirección NO-SE vergentes hacia el NE. En las etapas finales se producen cabalgamientos vergentes hacia el NE, que se reactivan posteriormente durante los movimientos alpinos.

La tectónica tardihercínica (finales del Carbonífero) se manifiesta por la formación de importantes fallas que a comienzo del Pérmico dan lugar a un régimen distensivo con formación de fallas normales de gran salto, en parte por reactivación de las anteriores. A través de estas fracturas se producen emisiones volcánicas de carácter intermedio-ácido. En estas condiciones se depositan

los materiales del Pérmico inferior (Autuniense) en un ambiente continental, con intensa actividad volcánica y piroclastos incorporados a los sedimentos, en subambientes de abanicos aluviales y facies palustre-lacustres.

Discordantes sobre los últimos niveles aflorantes del Ordovícico y del Pérmico, se depositan los materiales triásicos en facies germánicas. En el Triás el modelo tecto-sedimentario está ligado a la creación en la zona de un *graben* complejo, tipo aulacógeno (ÁLVARO *et al.*, 1.978), orientado en dirección NO-SE (Umbral de Ateca), cuyos bloques están afectados por una subsidencia diferencial. En estas condiciones el relleno no fue sincrónico en toda la cuenca y, además, explica la diferencia de espesores de unos puntos a otros de las Facies Buntsandstein y Muschelkalk. Nos permite también suponer que se producen rellenos de Facies Buntsandstein cuando en zonas próximas ya se había instaurado una extensa plataforma somera que da lugar a la sedimentación de la Facies Muschelkalk, intra y supramareal con episodios de barras y canales que podían aislar *lagoons* hipersalinos. Seguidamente la sedimentación se produciría en llanuras litorales muy extensas, con desarrollo de lagunas efímeras salinas y sedimentación evaporítica, dando lugar de esta forma a las Facies Keuper.

El ciclo regresivo que representan las Facies Keuper culmina con la instalación paulatina y preparación de una gran plataforma carbonatada que se inicia a partir de la Formación Dolomías tableadas de Imón, y parte de la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña. Estas formaciones representan, aunque a impulsos, la preparación de la cuenca a la trasgresión jurásica.

El Jurásico inferior, caracterizado en la región por las Formaciones de «Carniolas de Cortes de Tajuña» y «Alternancias de Dolomías y Calizas de Cuevas Labradas», comienza con la aparición paulatina de una extensa plataforma carbonatada constituida básicamente a partir de una subsidencia, que viene generada por unos movimientos de flexura. La subsidencia de la plataforma es compensada por una elevada tasa de producción de carbonatos, que junto a esporádicos aportes siliciclásticos por la proximidad del continente, mantienen a la plataforma dentro de ambientes someros de media y alta energía que son perdurables hasta el Liás medio (parte superior de la Formación Cuevas Labradas).

El Liásico medio culmina con la instalación de un *lagoon* extenso, cerrado y protegido del mar abierto por barreras bioclásticas que a su vez hacen de frente. Este período viene representado en la Hoja por las Formaciones de «Margas grises» del Cerro del Pez y «Calizas bioclásticas» de Barahona.

A finales del Liásico medio y comienzos del Liásico superior la cuenca jurásica vuelve a adquirir un carácter subsidente, producido en parte por la fragmentación de la plataforma y por consiguiente la aparición de facies carbonáticas de mar abierto (Formación «Alternancias de calizas y Margas» de Turmiel). Estas condiciones se generalizan durante el Dogger. En este período vuelve aparecer otra elevada tasa de producción de carbonatos representada por las formaciones carbonatadas de Chelva, Pozalmuro e Higuera, representada en la Hoja y de interés paleogeográfico importante para estas latitudes de la Cordillera Ibérica. Con estos depósitos termina, al menos la sedimentación carbonática del Jurásico y comienza el ciclo erosivo del Cretácico inferior.

La finalización del ciclo jurásico se caracteriza por la aparición en la Cordillera Ibérica de una

fuerte reactivación que configura a ésta en un conjunto de *horst* y *graben*, controlados por las fracturas posthercénicas. Los materiales continentales de edad Jurásico superior-Cretácico inferior que afloran en la Hoja pertenecen a las denominadas Facies Weald. Del estudio de éstos y de sus relaciones estratigráficas es posible diferenciar dos episodios sedimentarios diferenciados.

El primero se traduce en un depósito de lechos conglomeráticos y arenosos pertenecientes a un sistema aluvial jerarquizado en el que en sus partes más distales y/o marginales se producen frecuentes encharcamientos con depósitos de niveles calcáreos asociados.

Sobre los materiales wealdenses, en el área de Torrelapaja, tiene lugar una breve incursión marina (Aptense) y de nuevo sobre ella aparecen los depósitos de carácter continental y siliciclásticos de la Formación Utrillas. Ambas formaciones continentales —Weald y Utrillas— actúan como reguladoras y uniformadoras del paleorrelieve jurásico preexistente.

La sedimentación de la Formación Utrillas culmina con la elevación progresiva y relativa del nivel de mar que marca el inicio de un gran «Ciclo Transgresivo-Regresivo» correspondiente a los términos carbonatados del Cretácico superior. Al mismo tiempo que se produce esta subida del nivel del mar tiene lugar una subsidencia controlada que se extiende a todo el ámbito de la Cordillera Ibérica.

En la Hoja de Borobia es posible reconstruir la práctica totalidad de la serie del Cretácico superior a partir de los perfiles levantados, así como de las observaciones puntuales. Se han podido reconocer o identificar las discontinuidades de ámbito regional, que junto al análisis de facies permiten dividir la serie en distintos ciclos evolutivos o secuencias deposicionales. Desde este punto de vista se dividen o diferencian tres secuencias, una primera Cenomaniense, una segunda Cenomaniense superior-Turoniense, y la tercera o secuencia deposicional Senoniense.

La secuencia deposicional Cenomaniense está constituida por las formaciones de arenas, arcillas y calizas de Santa María de las Hoyas y de calizas dolomíticas de Nuévalos. Corresponde a un modelo de avance transgresivo por subida eustática y muestra la instalación de una plataforma carbonatada que sustituye, progresivamente, a los sedimentos terrígenos de la Formación Utrillas. Está integrada por una evolución secuencial elemental de somerización que caracteriza ambientes de llanura mareal, inicialmente con influencia terrígena y posteriormente carbonatada, con la instalación de una plataforma interna submareal. Conviene señalar la existencia de niveles de tormenta (tempestitas) que controlarían en su inicio la instalación de esta plataforma. El techo de esta secuencia viene marcado por una discontinuidad sedimentaria, que se pone de manifiesto en un cambio brusco de la litología, producido por un cambio en las condiciones de depósito.

La secuencia deposicional Cenomaniense superior-Turoniense, incluye a las formaciones Monterde y Jaraba. Está limitada por discontinuidades, tanto en su base (base de la Formación Monterde) como en el techo (laguna del Turoniense superior-Coniaciense inferior, desarrollada a techo de la Formación Jaraba). La Formación Monterde corresponde a un máximo transgresivo que podría estar a su vez dividido en dos impulsos, separados ambos por una discontinuidad, como parece deducirse de las barras calcareníticas en su seno. Las facies de la Formación Monterde se interpretan como depósitos de plataforma abierta con sedimentos margosos distales. Sobre ellos se sitúan las calizas y dolomías de la Formación Jaraba que corresponden al avance de la plataforma interna

en sentido progradante, provocando la regresión del ciclo. La secuencia deposicional, por tanto, muestra un avance transgresivo complejo en su base provocado por un ascenso eustático y una caída eustática hacia techo que se traduce en un avance regresivo de la plataforma. La secuencia mayor aparece, por tanto, como una secuencia de somerización.

La secuencia deposicional Senoniense está representada por las Formaciones del Pantano de la Tranquera Hontoria del Pinar y Burgo de Osma. Tiene su desarrollo entre la discontinuidad del Turoniense superior-Coniaciense inferior en su base y la superficie de erosión o discordancia que trunca el techo de la serie del Cretácico superior.

Por encima de la laguna estratigráfica se siente un leve impulso transgresivo que da paso durante el depósito de los materiales de la Formación del Pantano de la Tranquera a una sedimentación en ambientes protegidos a restringidos inter a supramareales (Coniaciense s. l. a Santoniense inferior). La Formación Hontoria del Pinar (*Santoniense-Santoniense* superior) muestra el avance transgresivo con los depósitos de barras de borde de la plataforma, continuando durante el Santoniense superior a Coniaciense con un impulso regresivo marcado por el relleno del lagoón interno.

El ciclo continúa su evolución regresiva durante el resto del Cretácico superior en condiciones de llanura supramareal árida y ambientes lacustres de agua dulce, culminando la megasecuencia regresiva.

Esta secuencia deposicional de evolución transgresivo-regresiva muestra claramente un control eustático, aunque en la parte final se dejen sentir claramente los movimientos tectónicos positivos.

Las condiciones de sedimentación continental se instalaron por una inversión tectónica a finales del Cretácico y se mantienen durante el Terciario. La Cadena Celtibérica pasó de ser un surco sedimentario con subsidencia en régimen extensional, a configurarse como área emergida sometida a compresión. Se configura así una nueva disposición de cuencas individualizadas donde se va a producir la sedimentación continental entre el Paleoceno y el Mioceno inferior-medio.

Durante el Terciario, la evolución tectónica del área condiciona la sedimentación, de tal manera que cada impulso ocasiona la sedimentación de secuencia que, en distintas facies, se organizan como una sucesión de unidades tectosedimentarias. Estas condiciones se acompañan con mayor o menor intensidad de fenómenos climáticos y subsidencias. Se pueden distinguir en sentido amplio, cinco Unidades cuya disposición, distribución geográfica y edad quedan reflejadas en la cartografía y en la estratigrafía anteriormente descritas.

Durante el Paleoceno-Eoceno se originan la primera, segunda y tercera unidades sintectónicas con la fase Pirenaica de compresión que originó el plegamiento del Mesozoico. Ambas unidades se diferencian no sólo por la reactivación que supone el inicio de la tercera, sino porque mientras que el área madre de la primera unidad son los relieves mesozoicos más próximos, para la tercera unidad también los paleozoicos situados más al Norte.

A partir del Neógeno y hasta el Plioceno se implanta una tectónica distensiva con la que se reestructura la cuenca. Estas nuevas condiciones ocasionan un relleno simultáneo al movimiento, que da lugar a una discordancia progresiva que se observa mejor en los bordes y queda difuminada

hacia el centro de la cuenca.

Si tenemos en cuenta que durante el Mioceno medio y superior el factor tectónico juega un papel secundario, habría que recurrir a factores climáticos que ocasionan movimientos eustáticos en el nivel del mar, para explicar las sucesivas colmataciones y reactivaciones de las áreas emergidas y, como consecuencia, las rupturas secuenciales.

En el Plioceno volverá a actuar con el mismo carácter distensivo general la tectónica, y las cuencas se rellenarán con sedimentos de abanico aluvial cuyo registro más distal son los glacis de la parte septentrional. Durante las fases de estabilidad climática y erosiva se originan las superficies de aplanamiento pliocuaternarias que en el Cuaternario serán afectadas por la instalación de la red de drenaje actual y sus terrazas, adquiriendo el aspecto morfológico actual de la Hoja.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. MINERÍA

La evolución del potencial minero del área se ha llevado a cabo con un rastreo de la información existente en torno a la actividad minera, información posteriormente ampliada y contrastada sobre el terreno e integrada con los datos del presente estudio geológico.

Aunque actualmente no hay explotación minera alguna en activo, hasta muy reciente se ha explotado el carbón de Vallehermoso en una «corta a cielo abierto», cuya magnitud y disposición de las capas de carbón puede observarse en la actualidad. El resto de la minería, tanto metálica como no metálica y energética, hace tiempo que está inactiva. Son explotaciones de finales del siglo pasado y primeras décadas del actual, y fueron explotadas artesanalmente e investigadas con metodología muy básica que exclusivamente contemplaba la prospección y toma de muestras en el afloramiento.

En el análisis que a continuación se efectúa los yacimientos existentes se describen y evalúan individualizadamente, prescindiendo de que estén activos, abandonados o que fueran considerados como indicios en el momento de su catalogación, clasificándose en los siguientes grupos: metálicos, no metálicos, energéticos y rocas industriales.

El número de indicios de este estudio puede no coincidir, por exceso o defecto, con los registrados en otros estudios monográficos de la zona, y es porque únicamente se describen los que se consideran de mayor interés, remitiéndose al lector a otras fuentes para una ampliación de los datos aquí reseñados (Delegaciones de Minas de Zaragoza y Soria, Mapas Metalogenéticos y de Rocas Industriales de Soria, 1:200.000, núm. 31).

6.1.1. Yacimientos metálicos. Mina de La Alameda

La explotación se localizó unos 3 km al O de La Alameda, en el paraje El Estrepal. El criadero se explotó entre 1.846 y 1.934, consistiendo las labores en un pozo de unos 50 m de profundidad

y sección de 4 x 4 m desde el que partían las galerías y un socavón de 335 m que de O a E atravesaba todo el campo filoniano.

El yacimiento es de tipo filoniano hidrotermal, con la típica paragénesis de cuarzo con esfalerita, pirita y galena. Existen cuatro filones importantes: Colón, Blendoso 1.º, Peña y Blendoso 2.º, con un espesor medio de 25 a 30 cm, dirección N 160° E y buzamiento comprendido entre 45°-50° E y verticales, como es el caso del blendoso 2.º. El contenido en metales es: galena de grano fino (72,12 %), esfalerita (8,48 %) y pirita (1,82 %). Es importante el contenido en Ag el cual es de 600 g/Tm.

6.1.2. Yacimientos no metálicos

En dicho apartado se incluyen los de baritina existentes en el ángulo SE, en el término municipal de Torrijo de la Cañada. Se trata de filones de barita que encajan en las cuarcitas de la Formación Bambola. Son rellenos de fracturas verticales de dirección N 125° E, los cuales constituyen una red de filones de geometría irregular (arrosariados), con una anchura variable entre centimétrica y 1,50 m. La mineralización, de tipo hidrotermal, está constituida por barita acompañada por sulfuros «gossanificados». Se ha explotado de manera irregular en los últimos años.

Las paragénesis identificadas en la zona: barita-esfalerita, arsenopirita-cuarzo y galena-calcopirita-esfalerita, pueden atribuirse a una actividad hidrotermal ligada a la segunda y tercera fase hercínica, que favorece el desplazamiento y consolidación de los fluidos respectivamente.

Los numerosos indicios de barita de carácter filoniano que arman en las fracturas distensivas asociadas a los anticlinales de las cuarcitas cámbricas en todo el área paleozoica (Hojas de Borobia y Torrijo de la Cañada), potencialmente podrían estar asociados a yacimientos de sulfuros tal y como se encuentran en otros indicios y latitudes.

En este apartado también hay que reseñar la existencia de pequeñas concentraciones de nódulos fosfatados en los niveles arenosos ordovícicos de la Formación Balconchán (UTM x = 584,50; y = 4596,40), hecho común, por otro lado, en estos niveles de la Cordillera Ibérica.

6.1.3. Yacimientos energéticos

Existen numerosos indicios y capas de carbón asociados a la base de la Formación Utrillas y que han sido explotados en diversos puntos de los términos municipales de Torrelapaja, Bijuesca y Berdejo. Ahora bien, los que verdaderamente constituyen un yacimiento importante son los existentes en el Barranco de Vallehermoso, entre Ciria y Torrelapaja. Se trata de dos capas importantes de aproximadamente 2 y 2,50 m de espesor y otras de menor entidad que con dirección aproximada N 120-130° E y buzamiento vertical afloran a todo lo largo del barranco de Vallehermoso, en una estrecha fosa tectónica limitada por materiales jurásicos.

Estos niveles de carbón, tanto por su espesor como por sus características físico-químicas (C: 68, 75 %; H: 4,50 %; N: 0,67 %; S: 1,66 %; cenizas: 3,56 %; volátiles: 37,30 %; PCS: 6.492

kcal/kg), constituyen una anomalía muy importante y positiva (considerando su bajo contenido en S y su alto poder calorífico y de volátiles, en relación con otros lignitos ligados a la Formación Utrillas) en estas latitudes de la Ibérica. Posiblemente se originaron en una pequeña fosa tectónica ya activa en ese período, y asociadas temporalmente con la intercalación marina Aptiense, existente inmediatamente al S de Torrelapaja.

Sea cual fuera su origen (si está asociado con la cuña marina, podría ser éste un buen criterio de explotación), el hecho de haber quedado encajados en una estrecha fosa tectónica ha condicionado su preservación.

En otras áreas (paraje de La Tejera: CN-234, p. k. 293-294, O de la reseñada en Vallehermoso) han existido otras explotaciones antiguas de interior, pero de escasa entidad.

Únicamente en los últimos años con técnicas de explotación a «cielo abierto» se han obtenido en Vallehermoso importantes cantidades de carbón, no obstante la estructura del área: la serie jurásica del borde S de la «fosa tectónica» buzando en el mismo sentido y cobijando a las series carbogenéticas condiciona negativamente este tipo de explotación.

Por último, y más como indicio que como tema de interés, hay que citar los niveles carbonosos pérmicos del arroyo de Bocín, al S de Sauquillo de Alcázar, y la presencia de niveles de arenas blancas (Utrillas) saturadas de alquitrán en la umbría de La Bigornia (p. k. 300; N-234).

6.1.4. Rocas industriales

Las explotaciones de rocas industriales están restringidas a los niveles caoliníferos de la Formación Utrillas, y a los diferentes tramos carbonatados del Jurásico y Cretácico superior.

Las explotaciones de caolín son muy numerosas (Torrelapaja, S de Bijuesca, Portillo de Soria, Sauquillo de Alcázar, Peñalcázar, etc.), aunque su actividad se desarrolla de forma intermitente, dependiendo de la demanda de las industrias consumidoras, principalmente cerámicas. Sus reservas, por el momento, son inagotables dado el bajo ritmo de producción. A veces, se benefician también las arenas silíceas.

En cuanto a las calizas del Jurásico y Cretácico superior se han explotado puntualmente en diversos lugares y han sido utilizadas como firme en el momento de la construcción o mejora de vías de comunicación, actualmente de carreteras como en su día lo fueron del ferrocarril. Las calizas bioclásticas del Cretácico superior son de excelente calidad y pueden utilizarse como fuente de áridos para la construcción. En cuanto al Jurásico, las calizas de la Formación Higuieruelas, oncolíticas y arrecifales, constituyen un nivel de indudable belleza como roca ornamental.

6.2. HIDROGEOLOGÍA

Este capítulo está dedicado a una breve descripción hidrogeológica y se aborda desde el análisis de las unidades cartografiadas, con especial atención a determinados parámetros (litología, po-

tencia, fracturación, etc.) que las califican como potenciales acuíferos.

Mencionaremos en primer lugar los aspectos climatológicos e hidrológicos como componentes primarios del ciclo hidrogeológico. El clima es continental, de inviernos fríos y veranos relativamente calurosos, siendo la precipitación media anual del orden de 550-450 mm repartidos irregularmente tanto respecto a la orografía como a las estaciones del año. Estas lluvias, que local y temporalmente pueden ser intensas, condicionan la escorrentía y ocasionan una gran diferencia entre caudales máximos y mínimos en los ríos.

La Hoja pertenece en su totalidad a la cuenca hidrográfica del Ebro y más concretamente a la subcuenca del Jalón. Los ríos que la recorren tienen una dirección común (NNO-SSE).

La Hoja pertenece en su casi totalidad a la cuenca hidrográfica del Ebro, excepto su ángulo NO que desagua al Duero. Los ríos que la recorren con una dirección mayoritaria NO-SE, siguiendo la orientación de las estructuras, son de E a O:

— El río Manubles, que después de atravesar las calizas jurásicas y cretácicas de la mitad septentrional se encaja a partir de Berdejo en los triásicos y en su recorrido final en las cuarcitas de la Formación Bámbola.

— El río Carabán, que desagua toda la parte centro-meridional, constituida mayoritariamente por materiales paleozoicos y triásicos.

— El río Henar discurre por los materiales paleógenos del SO con una dirección paralela a las estructuras.

Por el ángulo NO, por una zona muy plana, sin a veces tener claramente definido su sentido, corre el arroyo de La Vega, afluente del Rituerto, y éste del Duero. Dada la diferencia de nivel de base con respecto a los afluentes de la cuenca del Ebro, las cabeceras de aquéllos están siendo capturadas por éstos, caso especialmente destacable en el Manubles, que al O de Borobia cambia su dirección E-O por la SO, para finalmente, a partir de Ciria, dirigirse hacia al SE. Es interesante resaltar que precisamente por esta zona de Ciria (valle de la Ermita del Espino) es por donde según HERNÁNDEZ PACHECO (1.927) se producía el desagüe de la cabecera del Duero hacia el valle del Ebro antes de producirse su captura por el Duero remontante (arco de Soria). Este hecho, no obstante, es harto improbable dado que el nivel de base del Ebro es inferior, y por tanto, debe producirse la situación contraria, es decir, los afluentes del Ebro capturan a los del Duero. Por otro lado, el arco del Duero puede explicarse por un encajamiento epigenético.

Finalmente, en el extremo oriental se sitúa el nacimiento del río Aranda, y sus afluentes de cabecera, en la mitad septentrional, y el del río Ribota, en la meridional.

De las numerosas fuentes y manantiales de la Hoja sólo cabe señalar que son más frecuentes en los afloramientos paleozoicos. También se producen surgencias importantes en el contacto entre los mesozoicos calizos y las Facies Utrillas y terciarios impermeables. Éste es el caso de la fuente de Torrelapaja y de las numerosas surgencias existentes a lo largo del Manubles en su recorrido meridional.

Desde el punto de vista de la permeabilidad, las unidades cartografiadas pueden agruparse en:

— Muy permeables: Calizas y dolomías del Jurásico, del Weald, del Cretácico superior y gravas del Cuaternario.

— Permeabilidad media: Calizas del Mioceno superior, dolomías del Muschelkalk y arenas de la Formación Utrillas del Cretácico inferior.

— Poco permeables: Arcillas y conglomerados del Mioceno inferior, conglomerados Oligocenos, conglomerados del Weald y areniscas del Buntsandstein.

— Impermeables: Arcillas del Weald, del Keuper y materiales Paleozoicos.

Independientemente de esta primera clasificación, influyen en la consideración como acuíferos de las distintas unidades otros factores como la potencia, fracturación, posición respecto al nivel estático regional, relaciones con las formaciones limítrofes o la propia extensión de los afloramientos. Teniendo en cuenta todos estos parámetros, en la medida en que son conocidos se pueden hacer las siguientes consideraciones para las unidades cartografiadas de muro a techo:

— Conjunto cartográfico paleozoico. Las unidades aquí incluidas están «a priori» clasificadas como impermeables, a pesar de ponerser de manifiesto numerosas fuentes y manantiales existentes. Únicamente se podría esperar un comportamiento hidrogeológico favorable en la Formación Dolomías de Ribota, pero las dificultades de su recarga y su poca potencia hacen que su valor como acuífero sea puramente local. En el resto del conjunto, únicamente en el contacto entre cuartitas y pizarras se puede esperar una zona de preferente circulación, aunque de muy difícil cuantificación y aprovechamiento.

— Conjunto dolomítico del Muschelkalk. Potencialmente con permeabilidad media, estas dolomías constituyen un acuífero de relativo interés. Aunque su potencia es baja, como su buzamiento general es entre 35 y 55°, donde el nivel estático sea favorable, se puede tener un volumen saturado alto. En estas condiciones se podría proyectar un sondeo que atravesase más de un centenar de metros de acuífero saturado.

— Conjunto carbonatado del Jurásico. Restringido al sinclinal de Muelacerrada, en el ángulo NE, constituye un magnífico acuífero, pero de difícil y costoso aprovechamiento en el marco de la Hoja, ya que por su disposición estructural y drenaje hacia el E, hacia el río Aranda (Hoja de Illueca), el nivel estático queda muy bajo.

El río Manubles está alimentando al acuífero a su paso por él. Es interesante destacar como sus caudales, según los aforos realizados por la CHE, aunque irregulares, son —sobre todo en épocas de estiaje— mayores en Borobia que en Ciria y a su vez mucho menores que en el «Manantial de Aranda», donde al quedar uniformizados por el acuífero, se mantienen muy regulares a lo largo del año, variando entre \approx 600 y 950 l/s.

— Conjunto detrítico del Cretácico inferior. Su permeabilidad es media, pero su interés como acuífero es bajo. Resulta complejo a causa de su litología la realización de captaciones, y subyace a un conjunto calco-dolomítico de mucho mayor interés hidrogeológico.

— Conjunto carbonatado del Cretácico superior. Constituye, junto con el Jurásico, el mejor acuífero de la zona por litología, potencia (200-300 m) y fracturación. Presenta una permeabilidad

alta y aparentemente está saturado, como indican las numerosas fuentes que genera y la cesión constante de agua al río Manubles a la altura de Berdejo. Ello puede comprobarse por los datos de la red foronómica. Se observa que aguas abajo de Berdejo el caudal se uniformiza, aunque es a partir de Bijuesca, en el Paleozoico, donde la regularidad del Manubles es mayor, variando sus caudales entre 600 y 900 l/s.

— Unidades terciarias. Los factores que van a condicionar el comportamiento hidrogeológico de las unidades terciarias son fundamentalmente la potencia y los cambios de facies. Aunque existen litologías que pudieran presentar una permeabilidad media (conglomerados, calizas), su grado de cementación, baja continuidad lateral e intercalaciones margosas, hacen disminuir su interés como formaciones potencialmente favorables para constituir acuíferos. No obstante, localmente los conglomerados pueden constituir un acuífero multicapa de difícil aprovechamiento y resultados aleatorios.

Por último, es necesario reseñar que el aluvial cuaternario juega un importante papel de regulación de los caudales de los ríos, que se explota en pequeña medida en las proximidades de los núcleos urbanos.

En resumen, sin descartar el aprovechamiento puntual de otras unidades, el acuífero cretácico superior debería ser el objetivo fundamental cuando se planteen proyectos hidrogeológicos de gran alcance. Hay que tener en cuenta que el mencionado acuífero se drena actualmente por los manantiales termales de Alhama de Aragón (caudal puntual julio-1.980, 0,552 m³/s con un caudal anual de 20 hm³) asociados a unas fallas de zócalo que con dirección NNO-SSE limitan los afloramientos cretácicos por el Oeste.

Desde el punto de vista del «Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas» (PIAS), las unidades aquí comentadas quedan al Norte del subsistema «Sierra de Solorio» (Sistema 57), que tiene por límite el río Jalón, no existiendo datos que permitan independizar los acuíferos jurásico-cretácicos del Sur de los cretácicos del Norte. Al no estar encuadrados los acuíferos de la Hoja en ningún sistema inventariado, sólo se tienen datos parciales de los caudales superficiales que se vierten al Jalón por su margen izquierda, sin embargo, parece lógico pensar que el acuífero cretácico, independientemente del drenaje que se produce por los manantiales de Alhama de Aragón, aportará caudal lateralmente al Terciario detrítico.

En cuanto a la calidad del agua no existen problemas de contaminación, pero no hay que olvidar la gran sensibilidad, dada su permeabilidad, que ofrecen los acuíferos jurásicos, cretácicos y el aluvial a los agentes contaminantes.

Los análisis realizados en Alhama de Aragón permiten clasificar estas aguas como bicarbonatadas-cálcicas, litínicas, magnésicas con mineralización ligera y dureza alta.

7. BIBLIOGRAFÍA

- AGUILAR, M. J.; RAMIREZ DEL POZO, J., y RIBA, O. (1.971): «Algunas precisiones sobre la sedimentología y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel)». *Est. Geol.* núm. 27, págs. 497-512.
- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M.; PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1.976): «Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española». *Trabajos de Neógeno y Cuaternario* núm. 5, págs. 7-29.
- ALFARO, J. A. (1.987): «Sobre la tectónica frágil y neotectónica del NE de la Sierra de Albarracín». *Tesis Lic. Univ. Zaragoza*. 120 págs.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MAS, R.; MELÉNDEZ, A. (1.982): «Evolution Paleogeographique des Plates-Formes de la Meseta Nord-Castillaine et de la Cordillère Ibérique (Espagne) au Senonien». *Geologie Méditerranéenne*. t. 4. núm. 3-4. Págs. 361-367.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MAS, R., y MELÉNDEZ, A. (1.985): «Origine et évolution du détroit ibérique au Crétacé supérieur». *Memoires Geologiques de l'Université de Dijon*, núm. 11; págs. 79-80.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MAS, R.; MELÉNDEZ, A.; MELÉNDEZ, N.; SALOMON, J.; VADOT, J. P. (1.987): «Modalités de regression marine sur le détroit Ibérique (Espagne)». *Mem. Geol. Univ. Dijon* núm. 11, págs. 91-102.
- ALONSO, A. y MAS J. R. (1.988): «La transgresión aptiense al Sur del Moncayo (límite de las provincias de Soria y Zaragoza)». *Congreso Geológico de España*. Vol 1.
- ÁLVARO, M. (1.975): «Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (Borde del Sistema Central y de la Cordillera Ibérica)». *Estudios Geológicos* 31 (3-4); págs. 241-247.
- ÁLVARO, M.; CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1.978): «Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celbitérica». *Acta Geol. Hisp., Libro Hom. Prof. Solé Sabaris*, 14: págs. 174-177.
- ARMENTEROS, I. (1.986): «Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del Sector Suroriental de la Depresión del Duero (Aranda de Duero-Pañafiel)». *Ediciones Diputación de Salamanca. Serie Castilla y León*, Núm. 1; 471 pág.
- ARMENTEROS, I. (in litt.): «Alteración del sustrato y encostramientos carbonáticos ligados a la discontinuidad cretácico-terciaria en el borde E del Sistema Ibérico Central». *Stvd. Geol. Salmanticensis*. Vol. Esp. 5. Págs. 13-54.
- ARACIL, E. y HERNANDO, S. (1.988): «El Muschelkalk en el SO de la provincia de Soria». *Geogaceta*, núm. 5, págs. 6-8.
- ARRIBAS, J. (1.984): «Sedimentología y diagénesis del Buntsandstein y Muschelkalk de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Provincias de Soria y Zaragoza)» *Tesis Doctoral, Universidad Complutense*, Madrid, 354 págs.

- ARRIBAS, J.; DELA PEÑA, J. A. (1.984): «Sedimentología y diagénesis de la barra carbonatada inferior en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Provincia de Zaragoza)». *Publicación de Geología* núm. 20. *Univ. Autónoma de Barcelona*, págs. 131-139.
- ARRIBAS, J. (1.979): «Estudio petrológico del Paleozoico y Triásico de Malanquilla (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica)». *Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid*, 236 págs.
- ARRIBAS, S. (1.986): «Sedimentología y diagénesis del Buntsandstein y Muschelkalk de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Soria y Zaragoza)». *Tesis Doct. Univ. Comp. Madrid*. 621 págs.
- BAMBO, C.; LAGO, M.; TORRES, J. A.; POCOVI, A.; VAQUER, R.; ZACHMANN, D., y CARLS, P. (1.989): «Petrology, geochemistry, and setting conditions of the Stephano Permian calc-alkaline magmatism of Sierra de "Albarracín" and "Ojos Negros" zones (Teruel and Guadalajara, Spain)». *Terra Abstracts*, 1 (1), págs. 283.
- BARTSCH, G. (1.966): «Geologische untersuchungen in den ostlichen Iberischen ketten zwischen río Jalón und der strasse Miedes-Codos-Cariñena (Sapnies)». *Tesis Westfälische Landes Universita zu Munster*. Westfalen.
- BEUTHER, A. (1.966): «Geologische Untersuchungen in Wealden und Utrillas». *Beith Geol. Ib.*, 44, págs. 103-121.
- BOUMA, A. H. (1.962): «Sedimentology of some flysch deposits». *Elsevier*. Amsterdam.
- BULARD, P. F. (1.970): «Le Jurassique moyen et supérieur des Chane Ibérique près de Ciria et de Bijuesca (Prov. de Soria et de Saragosse)». *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*. 106. Págs. 88-98. 3 figs. Toulouse.
- CAPOTE, R.; DÍAZ, M.; GABALDÓN, V.; GÓMEZ, J. J.; SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSELL, J.; SOPEÑA, A., y YÉBENES, A. (1.982): «Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el tercio Noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica». *Temas Geológico-Mineros*, IGME, Madrid, 290 págs.
- CAPOTE, R. (1.983): «La Tectónica de la Cordillera Ibérica. Libro Jubilar J. M. Ríos». *Geología de España*. IGME, T. II: págs. 108-120.
- CAPOTE R., y GÓNZALEZ LODEIRO, F. (1.983): «La estructura hercínica en los afloramientos paleozoicos de la Cordillera Ibérica». *Geología de España. Libro Jubilar a J. M. Ríos*. Tomo I, págs. 513-529.
- CARLS, P. (1.962): «Erlnterunger zur geologischen kartierung bei Luesma und Fombuena in den Ostlichen Iberischen Ketten, NE-Spanien» *Dipl. Arb. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Würzburg*, 91 págs.
- CARLS, P. (1.986): «Informe complementario». Mapa geológico E. 1:200.000 núm. 40 Daroca. IGME.
- CASAS SÁINZ, A. (1.987): «El estado de esfuerzos durante el Terciario en la Depresión de Arnedo (La Rioja)». *Acta Geológica Hispánica* (en prensa).

- CASTILLO-HERRADOR, F. (1.979): «Le Trias evaporitique des Bas sins de la Vallée de l'Ebre et de Cuenca». *Bol. Soc. Geol. France*. 7. 16. págs. 666-676.
- COMAS-RENGIFO, M. J., y YÉBENES, A. (1.987): «El Lías de la Sierra de Urbión (Talveila, Soria). III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España». *Libro-guía de excursiones. Instituto Estudios Riojanos*. págs. 11, 149-165.
- CONTE, J. C.; GASCÓN, F.; LAGO, M., y CARLS, P. (1.987): «Materiales Stephano-Pérmicos de la Fosa de Fombuena (Provincia de Zaragoza)». *Boletín Geológico y Minero*, 98 (4), págs. 460-470.
- CLAYTON, G.; COQUELL R.; DOUBINGER J.; GUEINN, K. J.; LOBOZIAK, S.; OWERS, B.; & STREEL, M. (1.977): «Carboniferous miospores of westes Europe: illustration and zonation». *Meded: Rijks Geol. Dienst.*, v. 29, 1:70.
- CHUDEAU, R. (1.896): «Contribution à l'étude géologique de la Vielle Castille». *Tesis Fac. Sci. París*. París.
- DAAMS, R. (1.976): «Miocene Rodents (Mammalia) from Cetina de Aragón (Prov. Zaragoza) and Buñol (Prov. Valencia), Spain». *Kon. Ned. Akad. Wet. Proc. Series B*, 79 (3), págs. 152-182.
- DEREIMS, A. (1.898): «Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragón, Espagne». Ann. Nébert. T. II, VII, *Tesis Doctoral*, 199 págs.
- DE VICENTE, G. (1.988): «Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica». *Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid*, 317 págs.
- DE LA PEÑA, J. A., y MARFIL, R. (1.975): «Estudio petrológico del Pérmico de la Cordillera Ibérica. Zona de Torre de la Hija (NE de Molina de Aragón, Guadalajara)». *Estudios Geol.*, 31, págs. 513-530.
- DE LA PEÑA, J. A.; FONOLLA, F.; RAMOS, J. L., y MARFIL, R. (1.977 a): «Identificación del Autuniense en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Provincia de Soria)». *Cuadernos de Geología Ibérica*. 4 págs. 123-134.
- DE LA PEÑA, J. A.; MARFIL, R., y GARCÍA PALACIOS, M. C. (1.977 b): «Un ejemplo de depósito volcanoclástico antiguo: su procedencia y evolución diagenética». *Estudios Geol.*, 33, págs. 485-496.
- DESPARMENT, R.; MONROSE, H., y SCHMITZ, U. (1.972): «Zur Altersstellung der Eurptiv-Gesteine uns Tuffite in Nordteil der Wesrlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien). *Münster Forch Geol Palont*, 24, págs. 3-16.
- DÍAZ MOLINA, M.; GOY, A., y YÉBENES, A. (1.988): «Sedimentos de isla barrera- "lagoon" del Jurásico medio-superior (Talveila, Soria). III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico en España». *Libro-guía de excursiones. Instituto Estudios Riojanos*. 11, págs. 197-215.
- DRAGASTÁN, O.; MENSINK, H.; MERTMAN, D., y WILDE, S. (1.987): «Küstennahe Sedimentationszyklen im Ober-Jura der westlichen Madero, Nord-Spanien». *N. Jb. Geol. Palont. Abh.* 175, 3, págs. 377-398. Stuttgart.

- ETCHECOPAR, A.; VASSEUR, G., y DAIGNIERES, M. (1.981): «An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault population analysis». *J. Strut Geol.*, 3 (1), págs. 51-65.
- FALLOT, P. (1.931): «Note preliminaire Sur le Crétacé de la région de Soria». *Bull. Inst. Nat.* 31 (7), págs. 212-1218. Barcelona.
- FLOQUET, M. (1.978): «Nouvelle interpretation de la serie du Pico Frentes (Prov. de Soria. Espagne). Référence pour le Crétacé superieur des Chanes Iberiques Septentrionales». *C. R. Acad. Sc. París.* 286. Ser. D., págs. 311-314.
- FLOQUET, M. (1.979): «Itineraire Geologique et aspects Paleontologiques-Sedimentologiques du Cretace moyen dans la region de Santo Domingo de Silos (Chaines Iberiques, prov. Burgos)». *Cuadernos Geología Ibérica*, vol. 5, págs. 227-240.
- FLOQUET, M. (1.979): «La serie carbonatee Coniacien superieur a Santonien dans la región de Soria (Chines Ibériques septentrionales) Analyse et Interpretations». *Cuadernos Geología Ibérica*, vol. 5, págs. 365-383.
- FLOQUET, M.; MELÉNDEZ, A. (1.982): «Características sedimentarias y paleogeográficas de la regresión finicretácica en el sector Central de la Cordillera Ibérica». *Cuadernos Geología Ibérica*, vol. 8, págs. 237-257.
- FLOQUET, M.; ALONSO, A., y MELÉNDEZ, A. (1.982): «El Cretácico superior de la Sierra de Cameros-Castilla». *Cretácico en España*, págs. 387-456.
- FLOQUET, M.; MELÉNDEZ, A., y PEDAUYE, R. (1.981): «El Cretácico superior de la región de Alhama de Aragón (Borde septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica)». *Libro-Guía. Jornadas de Campo sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica (Sector Central)*.
- GARRIDO MEGÍAS, A., y VILLENA MORALES, J. (1.977): «El Triásico Germánico en España: Paleogeografía y estudio secuencial». *Cuadernos de Geología Ibérica*, núm. 4, págs. 37-56.
- GARRIDO MEGÍAS, A. (1.982): «Introducción al análisis tectosedimentario: Aplicación al Estudio Dinámico de cuencas». *Actas del V Congreso Latino-americano de Geología. Argentina, 1*, págs. 385-402.
- GLADFELTER, B. G. (1.971): «Meseta and Campiña landforms in Central Spain. A Geomorphology of the Alto Henares Bassin». *The University of Chicago. Department of Geography. Research paper* núm. 130, 204 págs.
- GÓMEZ, J. J. (1.979): «El Jurásico en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica». *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*, 4, 684 págs. Madrid.
- GÓMEZ, J. J. (in litt.): «Estratigrafía, sedimentología y paleogeografía del Jurásico en facies carbonatadas de la Hoja de Daroca». A escala de 1:200.000. IGME. Madrid.
- GÓMEZ, J. J., y GOY, A. (1.979): «Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica». *Estudios Geológicos*, 35,

- págs. 569-598. Madrid.
- GRACIA PRIETO, F. J., y SIMÓN GÓMEZ, J. L. (1.986): «El campo de fallas miocenas de la Bardena Negra (prov. de Navarra y Zaragoza)». *Bol. Geol. Min.* 97 (6), págs. 693-703. Madrid.
- GRACIA, J.; GUTIÉRREZ, M., y LERANOS, B. (1.987): «Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica». *Rev. Soc. Geol. Esp.* (en prensa).
- GOY, A.; GÓMEZ, J. J., y YÉBENES, A. (1.976): «El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad Norte)». *I. Unidades litoestratigráficas. Estudios Geol.*, 32, págs. 391-423.
- GOY, A., y YÉBENES, A. (1.977): «Características, extensión y edad de la Formación Dolomías tableadas de Imón». *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, págs. 375-384. Madrid.
- GUIMERA, J. (1.984): «Palaeogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula». *Geol. Mag.*, 121 (5), págs. 413-420.
- GUIRAUD, M., y SEGURET, M. (1.984): «Releasing solitary overstep model for the late Jurassic-early Cretaceous (Wealdien) Soria strike-slip basin (North Spain)». *Strike-slip deformation, Basin Formation and Sedimentation. SEPM Research Symposium, AAPG Convention.* San Antonio.
- GUISADO, R. (1.987): «Sedimentación continental paleógena en el extremo oriental de la cuenca de Almazán (Soria: sector Almazul-Deza)». *Tesis de Licenciatura de la Universidad de Salamanca* (inédito), 82 págs.
- GUISADO, R.; SANTISTEBAN, J. I.; ARMENTEROS, I.; DABRIO, C. J. (1.987): «Paleogene alluvial and related to tectonically active sierra fronts in Eastern Duero Basin (Spain)». *IAS 8th Regional Meeting of Sedimentology*, Tunis, Abstracts 252.
- GUISADO, R.; ARMENTEROS, I., y DABRIO, C. J. (1.988): «Sedimentación continental paleocena entre Almazul y Deza (cuenca de Almazán, Soria)». *Stud. Geol. Salmanticensis* (en prensa).
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1.927): «Modificaciones de la red fluvial en España. La captura del Duero en Numancia Asoc. Española progreso Cienc.». *XI Congr. Cádiz*, sec. IV, págs. 26-35. Madrid.
- HERNÁNDEZ PACHECO (1.954): «Estudio hidrogeológico de las termas de Alhama de Aragón (Zaragoza)». *Annales Real Academia de Farmacia XX* (4).
- HERNANDO, S. (1.977): «Aspectos paleogeográficos del Keüper en el borde SO de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica». *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, págs. 385-398.
- IGME (1.970): «Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas (PIAS)». IGME.
- IGME (1.971a): «Mapa metalogenético de España». Escala 1:200.000. Hoja núm. 31. Soria.
- IGME (1.971b): «Mapa de Rocas Industriales E 1:200.000». Hoja núm. 31. Soria.

- IGME (1.971c): «Mapa de Síntesis a escala 1:200.000». Hoja núm. 31. Soria.
- IGME (1.981): «Mapa Geológico de España E 1:50.000». Hoja núm. 409 (Calatayud).
- IGME (1.981): «Mapa Geológico de España E 1:50.000». Hoja núm. 381 (Illueca).
- IGME (1.982): «Investigación Hidrogeológica de la cuenca del Ebro». Colección Informe. IGME.
- IGME (1.983): «Mapa Geológico de España E 1:50.000». Hoja núm. 437 (Ateca).
- IGME (1.983): «Mapa Geológico de España E 1:50.000». Hoja núm. 465 (Daroca).
- IGME (1.983): «Mapa Geológico de España E 1:50.000». Hoja núm. 491 (Calamocha).
- IGME (1.986): «Mapa Geológico de España E 1:50.000». Hoja núm. 466 (Moyuela).
- JIMÉNEZ, E. (1.974): «Iniciación a la climatología del Paleógeno de la cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la península». *Bol. Geol y Min.*, págs. 518-524.
- JOSOPAIT, V. (1.972): «Das Kambrium-Tremadoc. Ateca (NE Spanien)». *Fors. Geol. Paläont.*, núm. 23, págs. 3-121. Musnter.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, C. (1.972): «Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares». IGME, págs. 113.
- LOTZE, F. (1.929): «Stratigraphie und Tectonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien)». *Beitr. Geol. Westmedit. Gebiet. 3 Abh. Ges. Win. Z. Gottingen Math. Phys: N. F. 14 (2). Traducción Española Publicaciones Extranjeras Geológicas Españolas. IGME, 8, págs. 1-315 (1.954-55).*
- LUNAR, R., y SÁNCHEZ CELA, Y. (1.973): «Estudio geológico-petroológico del Cretácico de los alrededores de Alhama de Aragón». *Estudios Geol.*, 30, págs. 523-541.
- MANSOURIAN, E. (1.974): «Erluterungen zur geologischen kartierung des Gebietes im Raum. Mureo-Ateca-Montón in der Westlichen Iberischen Ketten (N. E. Spanien)». *Dipl. Arb. Würzburg*, págs. 1-98.
- MARFIL, R., y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1.973): «Estudio de las series rojas pérmicas en el sector Nor-Occidental de la Cordillera Ibérica (Región de El Bosque, Alto Tajuña)». *Estudios Geol.*, 29, págs. 83-98.
- MARTÍN DONAYRE (1.874): «Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza». *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, 128 págs.
- MELÉNDEZ, A. (1.983): «Estudio estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico del Cretácico superior. Memoria explicativa». Hoja E 1:200.000. Teruel. IGME.
- MELÉNDEZ, A.; PARDO, G.; PENDÓN, J. G., y VILLENA, J. (1.982): «Una etapa de comunicación entre las cuencas de Calatayud y Almazán durante el Mioceno superior». *Temas Geológicos y Mineros*, 6, págs. 415-429. IGME.

- MENSINK, H. (1.966): «Stratigraphie und Palogeographie des marinen Jura in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien)». *Beih. Geol. Jb.*, 44, págs. 55-102. Hannover.
- MOJICA, J. (1.977): «Presencia de ooides en el Muschelkalk inferior y su importancia estratigráfica. Graben de Morés. Cordillera Ibérica. Prov. Zaragoza». *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, págs. 423-436.
- MOJICA, J. (1.979): «Über das Mesozoikum im zentralen Teil des nordöstlichen Keltiberikums (Ateca-Schwelle, Umgebung von Nuévalos, Provinz Zaragoza, Spanien)». *Arb. Inst. Geol. Palaont. Univ. Stuttgart*, 74, págs. 1-70.
- MOJICA, J., y WIEDMAN, J. (1.977): «Kreide-Entwicklung und Cenomanien-Turonien-Grenze der mittleren Keltiberischen Ketten bei Nuévalos (Prov. de Zaragoza. Spanien)». *Eclogae Geol. Helvetiae*, 70 (3), págs. 739-759. Basel.
- MONROSE, H. (1.968): «Reconnaissance géologique de la région de Reznos (Soria) et de Torrelapaja (Saragosse), Espagne». *Dipl. Arb. Bordeaux*, 82 págs.
- MUÑOZ, M.; ANCOCHEA, E.; SAGREDO J.; DE LA PEÑA, J. A.; HERNÁN, F.; BRANDLE, J. L., y MARFIL, R. (1.985): «Vulcanismo permo-carbonífero de la Cordillera Ibérica». *Xº Congres Intern. Stratigraphie et Géol. du Carbonifere*. IGME. vol. págs. 3, 27-51.
- NAVIDAD, M. (1.983): «El vulcanismo permo-carbonífero de la Rama Occidental de la Cordillera Ibérica y margen Ibérico (Petrología y Geoquímica)». *Fundación Juan March, Serie Universitaria*, núm. 202, 63 págs.
- PALACIOS, P., y SÁNCHEZ LOZANO, R. (1.885): «La formación wealdense en las provincias de Soria y Logroño». *Bol. Com. Mapa Geol. España*. Vol. 12. pág. 109-140. Madrid.
- PALACIOS, P. (1.890): «Descripción física, geológica y agrológica de la prov. de Soria. Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España». *Im. Manuel Tello* págs. 558. Madrid.
- PELLICER, F. (1.984): «Geomorfología de las Cadenas Ibéricas entre el Jalón y el Moncayo». *Cuad. de Est. Borjanos*. 389 págs. Borja (Zaragoza).
- PÉREZ GONZÁLEZ, A.; VILLAS, L.; BRELL, J. M., y BERTOLÍN, M. (1.971): «Las series continentales al Este de la Sierra de Altamira». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. 1.ª Sección, págs. 357-376.
- RAMOS, A. (1.979): «Decouverte d'une microflore Thuringienne dans le Buntsandstein de la Cordillere Iberique (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris* 289 (D) págs. 525-528.
- RAMSAY, J. G. (1.967): «Folding and fracturing of rocks». *Mc. Graw-Hill Book Company*.
- RIBA, O.; MALDONADO, A.; PUIG DEFRABEGAS, C.; QUIRANTES, J., y VILLENA, J. (1.971): «Memoria del mapa geológico (escala 1:200.000) Hoja núm. 32: Zaragoza». IGME.
- RICHTER, G. (1.930): «Las cadenas Ibéricas entre el valle del Jalón y la Sierra de la Demanda». *Publ. Extr. sobre Geol. de Esp. Inst. Lucas Mallada*, t. IX: págs. 62-142.

- SAEFTEL, H. (1.961): «Paleogeografía del Albense de las cadenas Celbitéricas españolas». *Not. y Com. IGME*, núm. 63, págs. 163-192.
- SÁENZ GARCÍA, C. (1.931): «Pantanos de la Tranquera y Carenas, en los ríos Mesa y Piedra». Estudio de las condiciones geológicas de emplazamiento y vaso» *Publ. Conf. Hidrogr. Ebro*. núm. 63, págs. 31-110.
- SÁENZ GARCÍA, C. (1.957, a): «Historia geológica del solar numantino.» *Celtibérica*. Núm. 13. 1.957. Págs. 21-42 CSIC. Madrid.
- SÁENZ GARCÍA, C. (1.957, b): «La hoz del Duero en Soria (Geología y Espeleología locales). I: de Garray a Soria en «Celtiberia»». Núm. 14, año VII (núm. 14). págs. 215 a 252, 2 láms., Soria.
- SÁENZ GARCÍA, C. (1.957, c): «Observaciones acerca de la extensión de las facies lacustres del Cretácico superior y del Eoceno a lo largo de la Cordillera Ibérica». *Las Ciencias*. 22, págs. 689-697.
- SÁENZ GARCÍA, C. (1.959): «La hoz del Duero en Soria. II: De Soria a Sinova». *Celtiberia*, año IX (núm. 17), págs. 7 a 36, 4 láms., Soria.
- SÁENZ, C.; MARTÍN GONZÁLEZ, J. L. (1.969): «Geología del valle del río Piedra en Llumes. Zaragoza». *Acta geológica Fac. Ciencias Univ. de Barcelona*. 4 (4), págs. 91-95.
- SALOMÓN, J. (1.982): «Les formations continentales du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur en Espagne du Nord (Chane Cantabrique et NO Ibérique)». *Mem. Geol. Univ. Dijon*, 6. 228 págs.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1.974): «Cuenca de Almazán». *Col. Intern. Bioestratigrafía Cont. Neogen. sup. Cuat. Inf. Libro-Guía*, págs. 29-30, CSIC.
- SCHUPLEIN, R. (1.967): «Stratigraphie und Tecktonik der Schichtenfolge im Raum Daroca-Calamocha (Westliche Iberische Ketten NE Spanien)». *Univ. Wiss. Würzburg*. págs. 1-106.
- SCHMIDT-THOME, M. (1.968): «Beitrage zur Feinstratigraphie des Unterkambriums in dem Iberischen Ketten (Nordost-Spanien)». *Univ. Wiss. Würzburg*, págs. 1-141.
- SCHMITZ, V. (1.971): «Stratigraphie und Sedimentologie in Kambrium und Tremadoc der Westlichen Iberischen nordlich Ateca (Zaragoza)». *NE Spanien. Munsters. Forsch. Geol. Palaeont.* 22, págs. 1-123.
- SCHWENZNER, J. E. (1.937): «Zur Morphologie des Zentral spanischen Hochlandes». *Geogr. Abhal.*, H. 10. Stuttgart. *Resumen en Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.* 41, págs. 121-147.
- SDZUY, K. (1.961): «Das Kambrium Spaniens». Teil 2: Trilobiten. *Acad. Wiss. Lit Mainz. Abh. Natur.* T. 7-8 págs. 218-411. Mainz.
- SHIDACK, M. (1.987): «Charophytepflora und faziella Entwicklung der Grenzeschichten Marinenjural weald den in dem Nordwestlichen Iberischen Ketten». *Palaeontographica Abt. B.* 204 págs. 1-6, 1-80. Stuttgart.

- SIMÓN GÓMEZ, J. L. (1.984): «Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental». *Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza. Publ. Instituto de Estudios Turoloenses, Teruel*, 269 págs.
- SIMÓN GÓMEZ, J. L. (1.986): «Analysis of a gradual change in stres regime (example from the eastern Iberian Chain, Spain)». *Tectonophysics*, 124, págs. 37-53.
- SIMÓN GÓMEZ, J. L., y PARICIO CARDONA, J. (1.988): «Sobre la compresión neógena en la Cordillera Ibérica.» *Estudios Geol.* (en prensa).
- SOLE SABARIS, L. (1.952): «Geografía de España y Portugal. España, Geografía física». Tomo I, Ed. Montaner y Simón. Barcelona.
- TEJERO LÓPEZ, R. M.^a (1.987): «Tectónica de los macizos paleozoicos al NE de Calatayud. Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Prov. de Zaragoza)». *Tesis Doctoral UC de Madrid*.
- TISCHER, A. (1.966): «El delta wealdico de las Montañas ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos». *Notas y com. IGME. núm. 81*, págs. 53-78, Madrid.
- VILLAS, L.; HERNANDO, S.; GARCÍA QUINTANA, A.; RINCÓN, R., y ARCHE, A. (1.977): «El Triásico en la región de Monterde-Alhama de Aragón (Provincia de Zaragoza)». *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, 467-484.
- VILLENA, J., y RAMÍREZ, J. (1.974): «Estratigrafía del Cretácico de la región de Molina de Aragón». *I. Simp. Cretácico Cord. Ibérica*, págs. 170-188.
- VIRGILI, C. (1.977): «Le Trias du Nord de l'Espagne». *Bull. BRGM* 4 (3), págs. 205-213.
- VIRGILI, C.; SOPENA, A.; RAMOS, A., y HERNANDO, S. (1.977): «Problemas de la cronoestratigrafía del Triás en España». *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, págs. 57-88.
- WIEDMANN, J. (1.964): «Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Cephalopodes». *Estudios Geológicos vol. XX*, núm. 1-2 Madrid.
- WIEDMANN, J. (1.975): «Subdivisiones y precisiones bioestratigráficas en el Cretácico superior de las Cadenas Celtibéricas». *I Simp. sobre Cretácico Cordillera Ibérica*.
- WILDE, S. (1.988 a): «Das Bathonium und Callovium der nordwest-Iberischen Ketten (Jura, Spanien)». *Bochumer Geol. u. Geotechn. Arb.* 31. 210 págs. Bochum.
- WILDE, S. (1.988 b): «The Bathonian and Callovian of the nor-west Iberian Range: tages of a facial and paleogeographical differentiation on a epicontinental platform.». *Resúmenes III Col. Estratigr. Paleogeograf. Jurásico de España*. Págs. 104-106. Logroño.
- WOLF, R. (1.980): «The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Part 1: The lower Ordovician sequence of Celtiberia». *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 160 (1), págs. 118-137. Stuttgart.
- WURM, A. (1.911): «Intersuchungen über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien». *Zeith. Deutsch. Geol. Ges. Bd.* 63; págs. 37-175.

YÉBENES, A.; COMAS-REGINFO, M. J.; GÓMEZ, J. J., y GOY, A. (1.988): «Unidades tectosedimentarias del Lías de la Cordillera Ibérica». *Resúmenes III Col. Estratigr. Paleogeograf. Jurásico de España*. Págs. 108-109. Logroño.