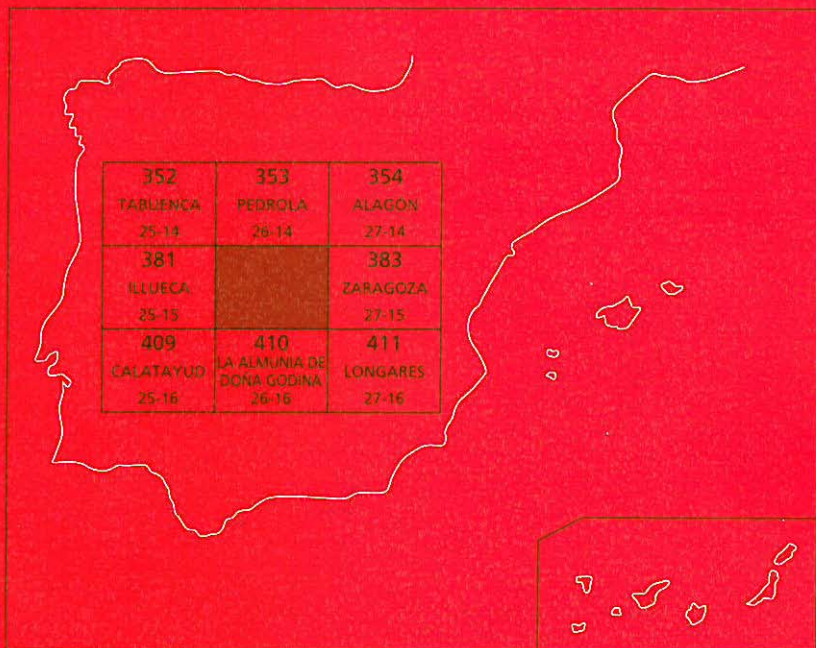




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



EPILA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

EPILA

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M-40.295-2006

ISBN: 84-7840-649-2

NIPO: 657-06-008-0

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

La Hoja geológica número 382 (26-15) ha sido realizada por la empresa INI Medio Ambiente en colaboración con la empresa CGS-OGDEN para el Instituto Tecnológico y Geominero de España.

Han intervenido:

Dirección de proyecto

Robador Moreno, A. (ITGE).

Jefe de proyecto

Hernández Samaniego, A. (CGS-OGDEN).

Autores de la cartografía geológica y memoria

Lendínez González, A. (INI Medio Ambiente).

Gozalo Gutiérrez, R. Universidad de Valencia (Cartografía del Paleozoico).

Ramajo Cordero, J. ITGE (Cartografía del Terciario).

Robador Moreno, A. ITGE (Cartografía del Terciario).

Cabra Gil, P. (Cartografía del Cuaternario).

Pérez García, A. Universidad de Zaragoza.

Autor de la cartografía geomorfológica y memoria

Cabra Gil, P. (especialista en Geomorfología y Cuaternario).

Colaboradores

San Román Saldaña, J. C.H. del Ebro (Hidrogeología).

Aurell, M. y Bádenas, B. Universidad de Zaragoza (Sedimentología del Jurásico).

Meléndez Hevia, A. Universidad de Zaragoza (Sedimentología de la Facies Muschelkalk).

Lago, M. y Pocoví, A. Universidad de Zaragoza (Petrología de rocas volcánicas). Memoria.

Mata Campo, P. Universidad de Zaragoza (Petrología en lámina delgada).

Cuenca, G. Universidad de Zaragoza (Micropaleontología del Terciario).

Molina, E. Universidad de Zaragoza (Micropaleontología del Cretácico y Jurásico. Lámina delgada).

Información complementaria

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Columnas estratigráficas de detalle
- Fichas de situación de muestras
- Fichas petrológicas y paleontológicas
- Informe sobre Puntos de Interés Geológico.
- Etc.

Í N D I C E

0. INTRODUCCIÓN	11
0.1. CARACTERÍSTICAS FISIOGRAFICAS	11
0.2. ASPECTOS GEOLÓGICOS GENERALES	12
0.3. ANTECEDENTES	15
1. ESTRATIGRAFÍA	17
1.1. ORDOVÍCICO	17
1.1.1. Cuarcitas y pizarras (1). Tremadociense	17
1.1.2. Ortocuarцитas y cuarcitas arenosas. «Cuarcita Armoricana» (2). Areni- giense	18
1.2. SILÚRICO	18
1.2.1. Pizarras grises ampelíticas y areniscas subordinadas (3). Silúrico s.l. ...	18
1.3. DEVÓNICO	19
1.3.1. Pizarras, cuarcitas y niveles carbonatados (4). Devónico inferior	19
1.3.2. Devónico superior	20
1.3.2.1. Cuarcitas y areniscas finas. Niveles de lutitas (5). Formación Rodanas. Devónico superior. Frasniese	20
1.3.2.2. Areniscas y lutitas (6). Tramo I. Formación Bolloncillos. Devónico. Frasniese	24
1.3.2.3. Lutitas y areniscas subordinadas (7). Tramo II. Formación Bolloncillos. Devónico superior. Frasniese	25
1.3.2.4. Formación Hoya. Areniscas gruesas, medias y microconglome- rados (8). Miembro Filluelo. Areniscas medias, gruesas y limolitas gris-azuladas (9). Miembro Valdeinglés y Limolitas gris-azuladas y areniscas finas (10). Miembro Coscojar. Devónico superior. Fameniense	26
1.3.2.5. Cuarcitas de grano fino a medio (11). Formación Huecha- seca. Fameniense	28
1.4. PÉRMICO	28
1.4.1. Conglomerados polimícticos y areniscas rojo-vinosas subordinadas (12). Pérmico inferior (Autuniense)	28

1.4.2.	Alternancia de lutitas, areniscas, limolitas y cuarcitas (13). Pérmico inferior (Autuniense)	29
1.4.3.	Brechas y conglomerados muy cementados, areniscas gruesas y alternancias de lutitas y areniscas finas (14). Pérmico superior	29
1.5.	TRIÁSICO	30
1.5.1.	Conglomerados cuarcíticos (15). Facies Buntsandstein. Triásico inferior	31
1.5.2.	Areniscas, lutitas y conglomerados en la base, (16). Facies Buntsandstein. Triásico inferior	32
1.5.3.	Lutitas y areniscas de tonos rojo-vinosos (17). Facies Buntsandstein ..	32
1.5.4.	Facies Muschelkalk. Triásico medio	33
1.5.4.1.	Dolomías laminadas, lutitas, areniscas y margas dolomíticas (18). «Unidad Carbonatada Inferior». Facies Muschelkalk. Triásico medio	34
1.5.4.2.	Areniscas, lutitas, margas laminadas, yesos y dolomías (19). «Tramo medio». Facies Muschelkalk. Triásico medio	35
1.5.4.3.	Dolomías, calizas dolomíticas tableadas y margas (20). Unidad Carbonatada Superior. Facies Muschelkalk. Triásico medio	36
1.5.5.	Lutitas, areniscas, limolitas y yesos (21). Facies Keuper. Triásico superior	37
1.5.5.1.	Basaltos alcalinos espilitizados (22). Facies Keuper. Triásico superior	37
1.5.6.	Dolomías grises bien estratificadas (23). Formación Dolomías Tableadas de Imón. Triásico superior	38
1.6.	JURÁSICO	39
1.6.1.	Brechas sedimentarias y de colapso, dolomías y carniolas (24). Formación Carniolas de Cortes de Tajuña. Liásico inferior (Hettangiense) ...	41
1.6.2.	Calizas, margas verdes y calizas bioclásticas a techo (25). Calizas tableadas (26). Formación Cuevas Labradas. Margas verdes y calizas bioclásticas (27). Fms. Margas del Cerro del Pez y Caliza Bioclástica de Barahona. Liásico inferior (Sinemuriense-Pliensbachense)	43
1.6.3.	Alternancias de margas y calizas nodulosas. (28). Formación Margas y Calizas de Turmiel. Toarciense	45
1.6.4.	Calizas micríticas y biomicritas en la base. Calizas de espongiarios, biomicritas y margas interestratificadas a techo (29). Formación Carbonatada de Chelva. Dogger (Aalenense-Bathonense)	46
1.6.5.	Alternancia de calizas y margas negras. (30). Techo de la «Parte Media» de la Formación Carbonatada de Chelva. Dogger. Calloviense	51
1.6.6.	Calizas negras y grises con esponjas (31). «Miembro Calizas con esponjas de Yátova». Formación carbonatada de Chelva. Malm. Oxfordiense medio-superior	52
1.6.7.	Margas, calizas bioclásticas y margas arenosas (32). Formación Margas de Sot de Chera. Malm. Oxfordiense superior-Kimmeridgiense s.l.	53
1.6.8.	Areniscas y alternancias de margas y calizas arenosas (33). Formación Ritmita calcárea de Loriguilla. Kimmeridgiense	54

1.6.9.	Areniscas, microconglomerados, calizas oolíticas, micríticas y calcarenitas (34) «Unidad y/o Miembro Ricla». Malm. Kimmeridgiense-Portlandiense	55
1.7.	CRETÁCICO	59
1.7.1.	Areniscas y lutitas (35). Calizas oncolíticas (36). «Facies Purbeck-Weald». Jurásico superior-Cretácico inferior	59
1.8.	TERCIARIO	60
1.8.1.	Lutitas con intercalaciones de yesos nodulares (37)	63
1.8.2.	Yesos tabulares y nodulares (38)	63
1.8.3.	Lutitas con yesos e intercalaciones de limolitas y margocalizas (39). Yesos laminados (39a)	64
1.8.4.	Lutitas y areniscas con niveles de conglomerados (40); intercalaciones de paleocanales de areniscas y conglomerados (43)	65
1.8.5.	Conglomerados (41)	66
1.8.6.	Yesos tabulares con intercalaciones de margocalizas (42)	68
1.8.7.	Margas con intercalaciones de calizas laminadas (44)	69
1.8.8.	Alternancia de calizas y margas (45)	70
1.8.9.	Margas con intercalaciones de calizas (46)	71
1.9.	CUATERNARIO	72
1.9.1.	Calizas micríticas, calizas travertínicas y calizas oncolíticas. Calizas lacustres (47). Plio-Pleistoceno	72
1.9.2.	Cantos, gravas, limos y arenas. Glacis (50). Pleistoceno medio-superior	74
1.9.3.	Gravas, cantos, arenas y arcillas. Terrazas (48) y (51). Pleistoceno inferior-Holoceno	75
1.9.4.	Gravas, arenas, limo y arcillas. Llanura de inundación (54). Holoceno ..	75
1.9.5.	Cantos, gravas, arenas, limos y arcillas. Abanicos aluviales y conos de deyección (49) y (55). Pleistoceno y Holoceno	76
1.9.6.	Gravas cuarcíticas y calcáreas con matriz arenoso-limoso. Fondos de Valle (52) y Vales (53). Holoceno	77
1.9.7.	Arcillas, arenas, cantos y bloques. Coluviones (56). Holoceno	77
1.9.8.	Limos y arcillas con materia orgánica. Fondos endorreicos (57). Holoceno	77
1.9.9.	Limos, arcillas y gravas (58). Holoceno	78
2.	TECTÓNICA Y NEOTECTÓNICA	78
2.1.	TECTÓNICA REGIONAL	78
2.2.	DESCRIPCIÓN DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS	80
2.2.1.	Horst de Tabuenca-Rodanas	81
2.2.2.	Sinclinorio de Litago-Talamantes-La Cabota-Ricla	82
2.2.3.	Borde meridional de la Depresión del Ebro	82
2.3.	NEOTECTÓNICA	85
3.	GEOMORFOLOGÍA	85
3.1.	DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA	85
3.2.	ANTECEDENTES	87
3.3.	ANÁLISIS MORFOLÓGICO	88

3.3.1.	Estudio morfoestructural	88
3.3.2.	Estudio del modelado	91
3.3.2.1.	Formas fluviales	91
3.3.2.2.	Formas de ladera	93
3.3.2.3.	Formas lacustres	93
3.3.2.4.	Formas poligénicas	94
3.3.2.5.	Formas kársticas	96
3.4.	FORMACIONES SUPERFICIALES	96
3.5.	EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA	100
3.6.	PROCESOS ACTUALES	102
4.	HISTORIA GEOLÓGICA	103
5.	GEOLOGÍA ECONÓMICA	107
5.1.	RECURSOS MINERALES	107
5.2.	HIDROGEOLOGÍA	108
5.2.1.	Introducción	108
5.2.2.	Antecedentes	110
5.2.3.	Características hidrogeológicas de los materiales	110
5.2.3.1.	Paleozoico	111
5.2.3.2.	Triásico	111
5.2.3.3.	Jurásico	112
5.2.3.4.	Cretácico	116
5.2.3.5.	Terciario	116
5.2.3.6.	Cuaternario	117
5.2.4.	Las áreas de descarga de aguas subterráneas	118
5.2.5.	Piezometría	119
5.2.6.	Las anomalías del gradiente geotérmico	122
5.2.7.	Funcionamiento hidrogeológico de la Cuenca Baja del Jalón	125
5.2.7.1.	Áreas de recarga	125
5.2.7.2.	Movimiento del agua en el medio saturado	127
5.2.8.	Hidroquímica	128
5.2.9.	Contaminación de las aguas subterráneas	132
5.2.10.	Recursos y reservas	132
5.2.10.1.	Balance del área acuífera	134
5.2.10.2.	Recursos del acuífero de Ricla-Lumpiaque	134
5.2.10.3.	Recursos de la cuenca hidrográfica	135
5.2.10.4.	Características del acuífero Ricla-Lumpiaque y sus reservas	135
5.3.	Características geotécnicas generales	135
5.3.1.	Criterios de división	136
5.3.2.	División en áreas y zonas geotécnicas	136
5.4.	Estudio de las áreas y zonas geotécnicas	136
5.4.1.	Área I. Materiales paleozoicos	136
5.4.2.	Área II. Materiales permo-triásicos	138
5.4.3.	Área III. Materiales jurásicos	141
5.4.4.	Área IV. Materiales cretácicos	145

5.4.5. Área V. Materiales terciarios	146
5.4.6. Área VI. Materiales cuaternarios	148
6. PATRIMONIO GEOLÓGICO NACIONAL	150
6.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DE LOS PIG	151
6.2. CRITERIOS METODOLÓGICOS EN LA SELECCIÓN	151
7. BIBLIOGRAFÍA	153

0. INTRODUCCIÓN

La hoja a escala 1:50.000 número 382 (Epila), se sitúa en el marco de dos grandes unidades fisiográficas y estructurales. De una parte el borde oriental de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, y de otra la parte suroccidental de la Depresión del Ebro.

Desde el punto de vista administrativo, esta hoja se encuentra ubicada dentro de la Comunidad Autónoma de Aragón y en concreto en el ámbito provincial de Zaragoza. Su demografía se puede considerar media a baja. Se asienta en 8 núcleos urbanos, ubicados a lo largo de los cursos fluviales de los ríos Jalón y Aranda, y por los que discurren las principales vías de comunicación. De estos núcleos los de Epila y Ricla son los más importantes y en segundo término los de Calatorao, Lucena de Jalón, Lumpiaque, Arándiga y Rueda de Jalón.

La riqueza de todos estos municipios se fundamenta en la agricultura, destacando los cultivos de frutales, cereales y vid, así como los de regadío, de estos últimos destaca una gran extensión próxima al valle del río Jalón, de 4.600 ha entre Ricla y Lumpiaque.

La ganadería adquiere poca relevancia. Se reduce casi exclusivamente al ganado ovino, aunque en el entorno de Ricla existen varias explotaciones avícolas de reciente instalación.

Otras fuentes de riqueza que existe dentro de la hoja y comarca son las explotaciones de áridos de machaqueo y piedra de sillería y ornamentación. Estas se ubican principalmente en los términos municipales de Calatorao, Rueda de Jalón y Ricla. Las explotaciones se realizan sobre formaciones rocosas de calizas del Jurásico medio (Dogger).

0.1. CARACTERÍSTICAS FISIOGRÁFICAS

La hoja de Epila se enmarca entre los límites suroccidental de la Depresión del Ebro y el nororiental de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica.

Tres son las zonas con características geográficas diferentes que se aprecian y que corresponden con los tercios occidental, central y oriental de la hoja. El tercio occidental se encuentra dominado por los relieves más elevados, destacando las alineaciones montañosas de las Sie-

rras de Arándiga, Monegré, Nava Alta y los relieves de Orchi y el Pedroso. La mayoría de estas alineaciones presentan rumbos NO-SE, y en algún caso como la sierra de Nava Alta, rumbo N-S. Las cotas más elevadas están cercanas a los 1.000 metros, siendo las más destacadas las que corresponden con los vértices de Buitrera (994 m) y Monegré (928 m). Otros como los de Ancho-Sierra (808 m), Orchi (812 m) y El Pedroso (770 m), completan los puntos más relevantes de este sector.

EL tercio central de la hoja lo ocupa una amplia depresión, que en ocasiones alcanza secciones de más de 12 km de ancho, encontrándose drenada por el río Jalón, y cuya llanura de inundación alcanza a su vez hasta 3 km de anchura. Esta depresión presenta una vertiente izquierda muy evolucionada, con una pendiente suave y constante que parte de los relieves orientales de la Cordillera Ibérica o sector occidental de la hoja, y desde los que nacen numerosos barrancos de entre los cuales destaca el de Rané, que fluye por la parte septentrional de la misma.

Por lo que respecta al tercio oriental, éste se encuentra enmarcado entre el cauce del río Jalón y el borde oriental de la hoja. Corresponde con una zona de relieves más o menos evolucionados y penillanurizados, con cotas que rondan los 500 metros, como en el caso del vértice de Montolar que alcanza los 502 metros.

El accidente más significativo de este sector es sin duda el fuerte escarpe que existe con el valle del río Jalón entre Epila y Urrea de Jalón. El desnivel existente supera en algunos puntos los 150 metros.

La hoja de Epila, en su aspecto hidrográfico, está drenada por una red de barrancos, más o menos paralelos, que vierten al cauce del río Jalón, que con dirección SSO-NNE atraviesa la misma por su parte central. Estos barrancos presentan gradientes en torno al 4%, encontrándose ciertamente encajados en zonas de sierra e incluso en zonas próximas a su desembocadura.

Dos son los dominios existentes, desde el punto de vista climático. El primero de ellos correspondiente al «Somontano» del valle del río Jalón y zona oriental de la hoja, con un clima mediterráneo continentalizado, de tendencia semiárida, cada vez más acusada, a medida que nos adentramos en la depresión del Ebro. De otra la zona de la Sierra, que se caracteriza por una mayor influencia del área del Moncayo, con una pluviometría en torno a los 400 mm/año.

0.2. ASPECTOS GEOLÓGICOS GENERALES

El marco que ocupa la hoja de Epila se sitúa en el borde Norte de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, en contacto con la Depresión Terciaria del Ebro. Las partes central y oriental de la misma se encuentran ocupadas por depósitos neógenos y cuaternarios. Los primeros en facies continentales, discordantes sobre los paleorelieves jurásicos, presentando buzamientos en general subhorizontales, salvo en zonas situadas al SO de la localidad de Ricla, en los alrededores de Calatorao y SO del Monegré, donde aparecen plegados. Estos materiales fosilizan un importante accidente tectónico, que sitúa a la Cordillera Ibérica cabalgando a la

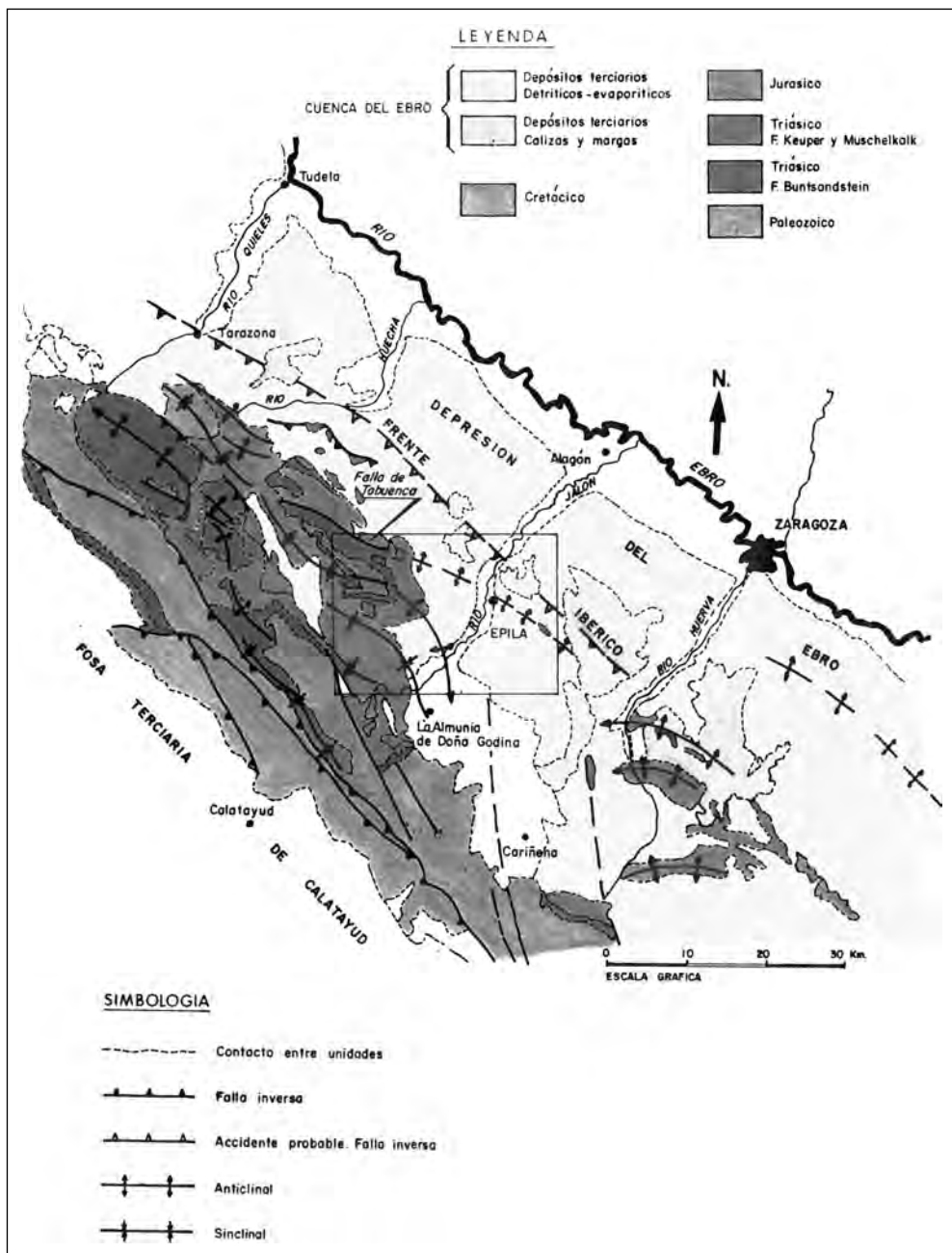


Figura 0.1. Esquema geológico regional y ubicación de la hoja de Epila número 382.

Cuenca Terciaria del Ebro (Figura 0.1) y que se sitúa bajo latitudes próximas a la localidad de Rueda de Jalón. Por lo que respecta a los depósitos cuaternarios, estos ocupan la parte central de la hoja y tienen un marcado carácter fluvio-aluvial.

En la parte oeste de la hoja, aparece un importante macizo paleozoico que RICHTER (1930) lo denomina «Eje Anticlinal de Tabuenca», mientras que en IGME (1980) se le define como «Horst de Tabuenca». Se extiende desde la vecina hoja de Tabuenca (núm. 352) hasta la zona de Monegré-Rodanas. En él afloran materiales del basamento y del Triásico inferior (Paleozoico y facies Buntsandstein).

Al SO de la unidad anteriormente descrita se sitúa una amplia estructura sinclinal denominada por RICHTER (1930), el «Sinclinal de Litago», cuyo eje se sumerge en las proximidades de la localidad de Ricla. Los materiales que lo conforman son en su práctica totalidad jurásicos, existiendo afloramientos del Cretácico inferior, en facies Purbeck-Weald, dentro y alrededores de Ricla.

Desde el punto de vista estratigráfico, en la hoja de Epila, afloran materiales de edades comprendidas entre el Paleozoico y el Cuaternario.

El Paleozoico se encuentra representado por materiales de edades comprendidas entre el Ordovícico inferior y el Pérmico, existiendo depósitos del Silúrico y Devónico.

El Triásico se encuentra descansando sobre el Paleozoico discordantemente, rellenando fosas tectónicas y flancos de estructuras anticlinales. Se reconocen materiales detríticos de Triásico inferior en facies Buntsandstein, depósitos carbonáticos del Triásico medio en facies Muschelkalk y depósitos arcillosos y yesíferos, supuestamente del Triásico superior en facies Keuper que intercalan coladas subvolcánicas.

Los materiales pertenecientes al Jurásico se localizan en ambos flancos del «Sinclinal de Litago» (RICHTER, 1930), en el cuadrante suroccidental de la hoja, así como en afloramientos aislados de la estructura anticlinal de Calatorao.

El Cretácico se encuentra solamente representado en los alrededores de la localidad de Ricla, sobre el Jurásico terminal y bajo la discordancia erosiva del Mioceno medio (Aragoniense). Son depósitos mixtos detríticos-carbonatados, de origen continental y asimilables a las facies Purbeck-Weald de la Cordillera Ibérica.

El Terciario se extiende por el resto de la hoja, tanto en su parte central como oriental, amen de pequeños afloramientos situados en el núcleo del «Sinclinal de Litago». Son materiales de origen aluvial y lacustre, con predominio de litologías de tipo yesífero, conglomerático y carbonático.

El Cuaternario alcanza su máxima representación en el valle del río Jalón, en donde su margen izquierda desarrolla un importante acumulo de depósitos de terrazas y glacis. La unión de éstos con el frente serrano de la Cordillera Ibérica se realiza mediante el desarrollo espectacular de grandes conos aluviales y mantos de glacis que alcanzan en ciertos casos espesores de consideración.

0.3. ANTECEDENTES

Desde 1930, con los trabajos de RICHTER, hasta la actualidad, se podría señalar una extensa lista de trabajos previos, que de forma directa o indirecta, y de carácter general o concreto, han abordado diferentes aspectos geológicos de la región en donde se ubica la hoja de Epila.

Para la realización de la presente hoja se ha hecho una completa recopilación de las publicaciones que abordan problemáticas geológicas, basada fundamentalmente en dos temáticas. La primera de ellos se refiere a trabajos centrados en los aspectos estratigráfico y paleontológico y la segunda a los de temática estructural o tectónica.

Por lo que se refiere a la primera, cabe destacar, los trabajos referentes al Devónico superior de GOZALO (1990). En éste, presentan cinco secciones estratigráficas detalladas de las cuales hace una correlación litológica y distingue cuatro formaciones que atribuye al Devónico superior, en base a estudios de ostrácodos, tentaculites y trilobites, dando por zanjado el continuo cambio de edades de los materiales paleozoicos del área de Tabuena-Rodanas, y que otros autores habían caracterizado como Cámbrico, Ordovícico o Silúrico.

Otros trabajos que han sido de gran utilidad por su interés litoestratigráfico, son los ejecutados por ARRIBAS (1984a y b, y 1985). Ambos se refieren al estudio de Triásico inferior y medio de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. En el segundo, este autor atribuye los «Conglomerados y Lutitas de Araviana» a la edad Pérmico, basándose en criterios de correlación litoestratigráfica con las «Capas de Montesoro» de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Esta unidad a su vez se subdivide en dos subunidades, que las define como «Subunidad de Conglomerados del Moncayo» y la «Subunidad de Lutitas de Tabuena».

Referente al Triásico, este mismo autor en su trabajo de Tesis Doctoral, así como en trabajos posteriores se le plantea una cierta problemática en el límite de las facies Buntsandstein con las facies Muschelkalk y opta por definir las y/o agruparlas en: «Grupo Detrítico» y «Grupo Carbonatado». Sin embargo, dentro de la hoja de Epila, y en puntos muy concretos, como en las cercanías de Rodanas y afloramientos más septentrionales, la separación se ha podido llevar a cabo de una forma nítida, ya que existe entre ambas una clara diferenciación litológica.

Los materiales en facies Keuper se encuentran constituidos por depósitos similares a la mayor parte de los que aparecen en el contexto de la Cordillera Ibérica. En la hoja de Epila, en la parte superior de la serie, aparecen de forma generalizada *sills* de basaltos alcalinos espilitizados. Este magmatismo alcalino ha sido estudiado por LAGO y POCOMI (1984), LAGO, M. et al. (1989) y BASTIDA, *et al.* (1992). Realizan, estos autores, un meticuloso estudio cartográfico, petrológico y geoquímico.

Respecto al Triásico terminal y Jurásico se ha tenido muy en cuenta los trabajos de GOY y YEBENES (1977), GOY, GÓMEZ y YEBENES (1976), GÓMEZ y GOY, A. (1979), todos ellos referentes a la caracterización de las diferentes unidades litoestratigráficas del Triásico superior carbonatado y del Jurásico inferior, medio y superior de la Cordillera Ibérica, y que de forma generalizada han sido reconocidas en la cartografía de la hoja de Epila, con ciertas matizaciones que se refieren a las formaciones de Carniolas de Cortes de Tajuña y a las formaciones de Magas del Cerro del Pez y Caliza Bioclástica de Barahona.

La primera revisión sistemática del Jurásico de Ricla se encuentra en la Tesis doctoral de BULARD (1972), aunque posteriormente el Jurásico de los alrededores de esta localidad fue objeto de una profunda revisión a raíz de las excursiones del III Congreso del Jurásico de España (1988). Los resultados presentados por los trabajos de GOY, *et al.* (1988), FERNÁNDEZ-LÓPEZ y AURELL (1988), MELÉNDEZ y LARDIES (1988) y AURELL y NIEVA (1988), han resultado de gran utilidad.

Otros trabajos de marcado interés sobre el Jurásico de la región han sido realizados por AURELL, M. (1990) y AURELL, *et al.* (1989 y 1992). Estos, se orientan dentro de los campos de la sedimentología y paleogeografía del Jurásico superior de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Posteriormente, SAN ROMÁN y AURELL (1992) y AURELL, y SAN ROMÁN (1993), realizan un estudio sobre la discordancia existente entre el Triásico y el Jurásico en los alrededores de la sierra del Moncayo y norte de la Cordillera Ibérica.

El Terciario ha sido estudiado desde numerosos puntos de vista por una larga lista de especialistas. En los trabajos se tocan temas referentes a cambios y estudios de facies, estudios paleontológicos, petrológicos y sobre todo de carácter estratigráfico y evolutivo. En este último aspecto merecen ser reseñados los trabajos de RIBA, *et al.* (1983), PÉREZ (1989) y PÉREZ, *et al.* (1983, 1986, 1988a, 1988b y 1989). En la práctica totalidad de estos trabajos, la orientación que se sigue es la definición de diferentes unidades tectosedimentarias, todas ellas separadas, a su vez por diferentes rupturas sedimentarias, aunque su nomenclatura varía según el enfoque del trabajo.

Desde el punto de vista estructural y dentro del sector donde se sitúa la hoja de Epila, destacan los trabajos de RICHTER (1930), sobre la caracterización de tres grandes ejes anticlinales. También se ha tenido en cuenta la información reseñada en las hojas Geológicas de la Serie MAGNA y en concreto la hoja número 352 (Tabuena), en donde se hace una clara alusión a la existencia de cinco grandes estructuras.

Es importante reseñar, que dado que la hoja de Epila se encuentra a caballo entre la Cordillera Ibérica y la Depresión Terciaria del Ebro, existe una amplia información bibliográfica referida al contacto entre ambas. RIBA, *et al.* (1983) presentan un trabajo interesante sobre las isobatas de la base del Terciario autóctono de la Cuenca del Ebro, todo ello tomado a partir de datos de sondeos profundos y de perfiles sísmicos. En IGME (1987), se cita la presencia de un fuerte cabalgamiento de la Cordillera Ibérica sobre la Cuenca Terciaria del Ebro al oeste del sondeo de Magallón, detectado a partir de datos recogidos por sísmica.

Los datos aportados por trabajos de orientación hidrogeológica de SAN ROMÁN, *et al.* (1989), SÁNCHEZ, *et al.* (1990) y SAN ROMÁN (1994), muestran una serie de accidentes tectónicos en el contacto de las unidades estructurales mencionadas con anterioridad, y que han sido deducidos a partir de una amplia información de sondeos y de perfiles geofísicos realizados en la región.

Por último, se ha de considerar los trabajos que para este sector de la Cordillera Ibérica y Depresión Terciaria del Ebro, ha realizado el departamento de Geodinámica de la Universidad de Zaragoza y en concreto los trabajos de SIMÓN (1984), GUTIÉRREZ, *et al.* (1986).

1. ESTRATIGRAFÍA

Afloran en la hoja de Epila materiales pertenecientes al Ordovícico, Silúrico, Devónico, Pérmico, Triásico, Jurásico, Cretácico, Mioceno, Plioceno y Cuaternario.

Los materiales de edad comprendida entre el Ordovícico y el Silúrico ocupan dos pequeños afloramientos en la esquina suroccidental y en la parte centro occidental de la hoja respectivamente.

El Devónico ha sido reconocido en la mayor parte de los afloramientos paleozoicos de la hoja y en concreto en el Macizo de Tabuena-Rodanas, así como un pequeño afloramiento en el borde occidental de la hoja, junto o en las proximidades del cauce del río Jalón, y que corresponde con depósitos pertenecientes al Devónico inferior.

El Pérmico junto al Triásico aflora por regla general orlando a los macizos paleozoicos, ya sea mediante contactos discordantes como por contactos mecanizados.

Los materiales de edad Jurásico se encuentran ampliamente representados en el núcleo del «Sinclinal de Litago-Ricla» (RICHTER, 1930) y ocupan la práctica totalidad del cuadrante suroccidental de la hoja.

El Neógeno de la Depresión del Ebro aflora sustancialmente en la mitad oriental, existiendo pequeños afloramientos en el interior de la Cordillera Ibérica y en concreto en el núcleo del «Sinclinal de Litago».

Los depósitos de edad Cuaternario, forman principalmente una amplia banda, que con dirección NE-SO, se desarrollan a lo largo del valle que forma el río Jalón, amén de otros depósitos de tipo aluvial y coluvial que se reparten por toda la geografía de la hoja.

1.1. ORDOVÍCICO

El Ordovícico de la hoja de Epila se reduce a tan sólo un pequeño afloramiento en la esquina suroccidental, encontrándose constituido por dos formaciones de edades comprendidas entre el Tremadociense y el Arenigiense.

Este Sistema ha sido descrito por BARTSCH (1966), aunque en esencia se puede aplicar la terminología y subdivisión de LOTZE (1929).

Para un mejor conocimiento de este Sistema, remitimos al lector a los trabajos publicados en la Segunda Serie, Primera Edición del Mapa Geológico de España, Serie MAGNA, a escala 1:50.000 de las hojas número 381 (Illueca), número 409 (Calatayud), número 410 (La Almunia de doña Godina) y número 437 (Ateca), publicadas por el IGME.

1.1.1. Cuarzitas y pizarras (1). Tremadociense

Se describe en este apartado un pequeño afloramiento existente en la misma esquina suroccidental de la hoja y que corresponde con materiales constituidos por los tramos superiores de una serie de materiales de naturaleza areniscosa, cuarcítica y pizarrosa, que a su vez se

encuentran estratigráficamente por debajo de la «Cuarcita Armoricana». Los sedimentos, que en esta hoja aparecen, corresponden con los niveles más altos de la serie, constituidos por cuarcitas claras y pizarras azules con intercalaciones de areniscas. Estos niveles corresponden con los descritos por Bartsch (1966), y que denomina como «Pizarras de Santa Cruz».

En la memoria explicativa de la hoja a escala 1:50.000 de La Almunia de doña Godina, número 410, los autores de ésta describen la unidad como: «areniscas y limolitas formadas por granos de cuarzo detrítico, de feldespato potásico y plagioclasa, laminas de moscovita, óxidos de hierro y matriz clorítica».

Se ha podido comprobar la presencia en niveles de naturaleza cuarcítica, de laminaciones cruzadas y huellas de corrientes, así como la presencia de pistas de organismos perforantes y huellas de cruzianas.

La edad de estos materiales, en base a datos regionales, se ha de considerar como Ordovícico inferior (Tremadociense).

1.1.2. Ortocuarцитas y cuarcitas arenosas. «Cuarcita Armoricana» (2). Arenigiense

La «Cuarcita Armoricana», recubre en aparente concordancia a la unidad anterior. Aflora en la vecina hoja de La Almunia de doña Godina en la sierra de Algairén, y en un pequeño retazo que coincide con el que aparece en el ángulo SO de la hoja de Epila.

En general esta formación consta de tres niveles bien diferenciados: Un nivel inferior de ortocuarцитas claras de aspecto vítreo, con laminaciones cruzadas. Un nivel intermedio de cuarcitas de grano fino y de tonos grisáceos, claros y oscuros, con estructuras de corriente del tipo *ripple-marks* y un nivel superior muy parecido al primero.

Es frecuente observar en esta clase de depósitos la presencia de cruzianas, habiéndose clasificado, en la vecina hoja de La Almunia, *C. goldfussi* ROUAUL y *C. furcifera* D'ORBIGNY.

La edad de estos materiales, por criterios regionales y de posición estratigráfica, han sido atribuidos al Arenigiense.

1.2. SILÚRICO

Los únicos materiales reconocidos en la hoja de Epila, que han sido atribuidos al Silúrico, se encuentran en el paraje conocido como Alto de Valdemoreno, al oeste del vértice del Monegré y bajo las discordancias del Pérmico inferior y del Lías inferior.

1.2.1. Pizarras grises ampelíticas y areniscas subordinadas. (3). Silúrico s.l.

Esta unidad cartográfica se encuentra constituida, desde el punto de vista litológico por pizarras verdes muy esquistosadas, probablemente correspondiente a la denominada «Pizarra de Graptolites». Aparecen dentro del afloramiento que se describe en el apartado anterior, are-

niscas de tonos marrones, muy micáceas y de escaso desarrollo lateral. Estos depósitos se encuentran muy alterados superficialmente y recubiertos por sedimentos cuaternarios que imposibilitan la buena caracterización de los mismos.

Por similitud de facies a nivel regional y por la presencia de Graptolites en sus materiales, se ha asimilado esta formación al Silúrico s.l.

1.3. DEVÓNICO

El Devónico de la hoja de Epila aflora en cuatro áreas, separadas por materiales mesozoicos. De norte a sur tenemos los afloramientos de Pedroso, Rodanas, Sestero y Arándiga-Nigüella. Los tres primeros son de edad Devónico superior y el último como Devónico inferior.

Los materiales del Devónico superior del área de Tabuenca-Rodanas, se dividen en tres bloques separados por sendos cabalgamientos que surcan el afloramiento de Rodanas. Estos bloques son: el «Autóctono relativo del Bollón», que en la hoja de Epila está representado por los afloramientos del Pedroso y la parte más nororiental del afloramiento de Rodanas, la «Escama de Rompesacos» y la «Escama del Águila».

El «Autóctono relativo del Bollón» constituye un antepaís semiestable (VILCHEZ, 1986) sobre el que se apilan el resto de unidades, en conjunto forma un gran sinclinorio cuyo flanco norte lo constituye el afloramiento de Tabuenca (hojas de Tabuenca y Pedrola) y el del Pedroso (hojas de Epila y Pedrola). Su flanco sur se encuentra en el afloramiento de Rodanas, cuyo núcleo aparece cubierto por materiales del Triásico del Barranco de Rané. En la hoja de Epila este Autóctono se encuentra representado exclusivamente por las Formaciones Hoya y Huechaseca, que más adelante son descritas.

La «Escama de Rompesacos», ocupa la parte central del afloramiento de Rodanas, en ella se encuentra representados los materiales de la Formación Bolloncillos y la parte basal del Miembro Filluelo de la Formación Hoya.

La «Escama del Águila», situada en la parte más suroccidental del afloramiento de Rodanas y el afloramiento de Sestero, es la que se presenta más deformada. En ella se encuentra la Formación Rodanas (con dudas) y la Formación Bolloncillos.

1.3.1. Pizarras, cuarcitas y niveles carbonatados (4). Devónico inferior

En el borde occidental de la hoja, entre los valles de los ríos Isuela y Aranda, justo en el límite con la hoja de Illueca, y en contacto por falla con el Triásico inferior, aparece un conjunto eminentemente detrítico con intercalaciones carbonatadas, datado como Devónico inferior (Gediniense-Siegeniense) y constituido por una sucesión de pizarras grises y verdosas con intercalaciones calcáreas muy fosilíferas y alguna arenisca y cuarcita (VALENZUELA, J. L., 1989). En la descripción de esta unidad en la memoria de la hoja número 381 (Illueca), se cita esta litología junto a una extensa relación de especies de fósiles que acredita la edad que anteriormente se ha reseñado.

Desde el punto de vista petrológico, las calizas que aparecen en la unidad corresponden a biomicritas, biosparruditas con oolitos ferruginosos, y las areniscas son algo carbonatadas y ferruginizadas. También se reconocen dolomías arenosas.

Esta unidad, en la hoja vecina citada con anterioridad, tiene un espesor aproximado de unos 200 m.

1.3.2. Devónico superior

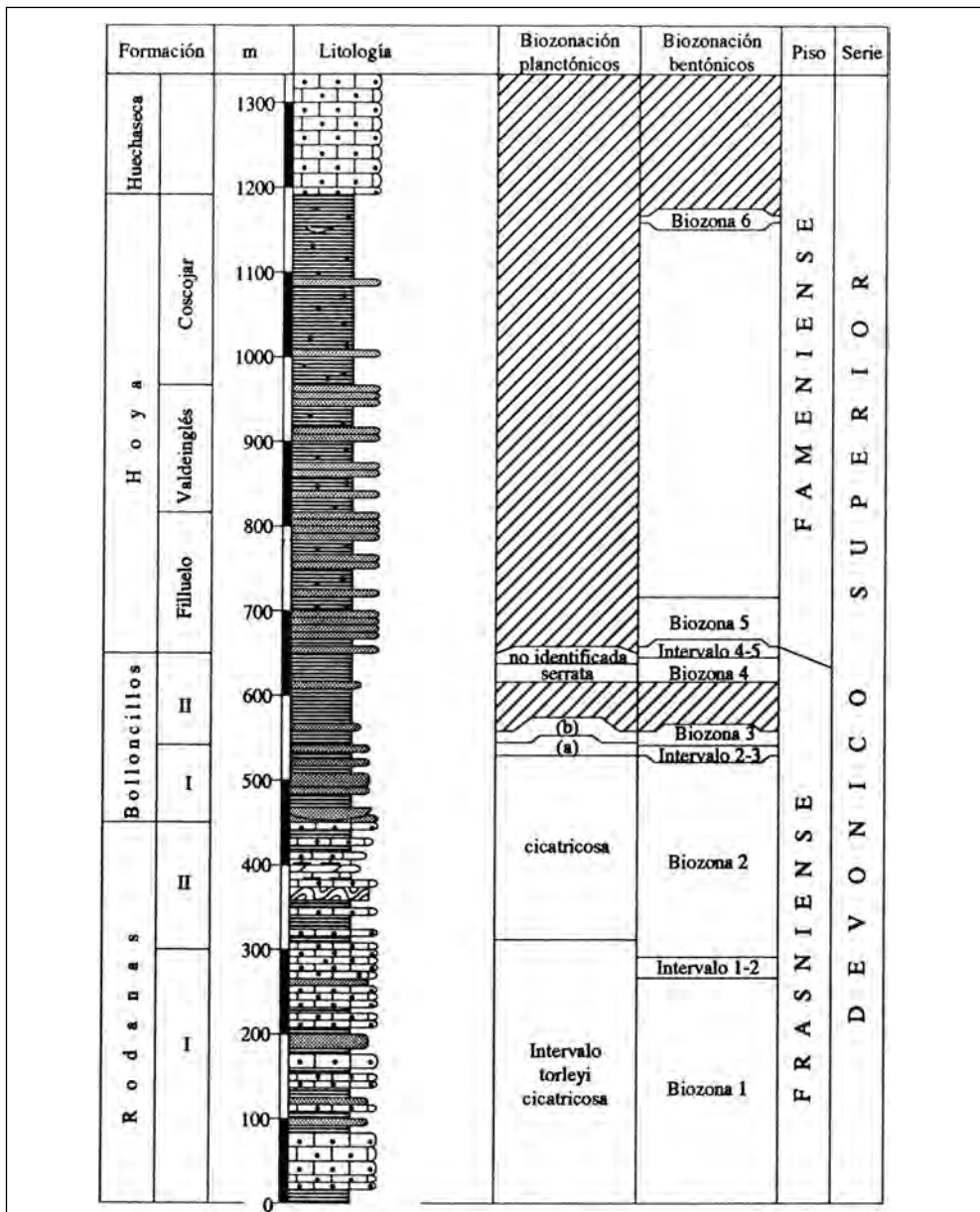
A continuación se describen las características de las cuatro formaciones que constituyen el Devónico superior del área de Tabuena y en concreto de la hoja de Epila, definidas por Gozalo (1994). El espesor total para estas formaciones es del orden de los 1.335 m y de menor a mayor antigüedad son (ver Figura 1.2):

- *Formación Huechaseca*, con una potencia de 140 m.
- *Formación Hoya*, con una potencia de 545 m, y en la que se han diferenciado tres tramos que se le ha dado el rango de Miembro:
 - *Miembro Coscojar*, con una potencia de 220 m.
 - *Miembro Valdeinglés*, con una potencia de 160 m.
 - *Miembro Filluelo*, con una potencia de 165 m.
- *Formación Bolloncillos*, con una potencia de 200 m y en la que se han diferenciado dos tramos:
 - *Tramo II*, con una potencia de 110 m.
 - *Tramo I*, con una potencia de 90 m.
- *Formación Rodanas*, con una potencia de 450 m y en la que también se han diferenciado dos tramos:
 - *Tramo II*, con una potencia de 150 m.
 - *Tramo I*, con una potencia de 300 m.

Dentro de la hoja de Epila se han reconocido todas las formaciones, aunque algunos de sus tramos no se encuentran completos. Se han levantado tres secciones (todas ellas en el afloramiento de Rodanas), cada una de ellas correspondientes a los bloques limitados.

1.3.2.1. *Cuarcitas y areniscas finas. Niveles de lutitas (5). Formación Rodanas. Devónico superior. Frasnense*

La sección tipo se encuentra en la carretera de Ainzón-Illueca, entre los kilómetros 10,7 y 11,5, en la vecina hoja de Tabuena (núm. 352). Dentro de la hoja de Epila, los afloramientos de esta Formación se encuentran en la Escama de la Virgen y en el Sestero, en el primero de




(a): Intervalo de cicatricosa-buxutumensis. (b): buxutumensis-trispinosa  Sin información

Figura 1.2. Columna sintética del Devónico superior del área de Tabuena. Biozonaciones establecidas con Ostrácodos planctónicos y bentónicos (según GOZALO, R. 1994).

ellos se ha levantado una columna sintética, pertenece a la parte superior de la misma, aunque su asignación es dudosa, debido a la deformación de las capas.

Dentro de esta Formación se distinguen dos tramos, ambos de características predominantemente detríticas, los cuales son concordantes entre sí. El conjunto posee un espesor de 450 m.

- **Tramo I.** La potencia aflorante es de 300 m. Está constituido por una alternancia de materiales siliciclásticos, con predominio de cuarcitas de grano fino a medio, bien clasificadas y bastante oquerosas, de color rojo en superficie y blanco o violáceo en el interior, debiéndose el color superficial a la presencia de hematites. Los estratos tienen una potencia de 0,5 a 3 m, en algunos de ellos se puede observar laminaciones cruzadas de origen fluvial. A unos 50 m del muro de este tramo aparece en el techo de todas las capas cuarcíticas superficies de interrupción sedimentaria, de relieve irregular, con la presencia en algunos casos de *ripples*, así como procesos de bioturbación y pátinas ferruginosas que conforman un suelo endurecido. La bioturbación es total en los cuerpos y generalmente mal conservada, pero se han podido reconocer *Planolites* y *Teichichnus*.

En algunos puntos de la serie, con potencias métricas, aparecen niveles de areniscas de grano medio a fino, de colores ocre y verdosos y mal clasificadas. Petrológicamente se encuentran constituidas por areniscas muy ricas en cuarzo (75%) y un 4% de fragmentos de roca, el resto lo constituye un cemento ferruginoso y silíceo. Se disponen en íntima relación con niveles lutíticos originando una laminación *flaser*. Algunos de los elementos de estas areniscas son moldes mal conservados de organismos, así como cantos blandos.

Los niveles lutíticos son decimétricos, aunque a veces pueden ser métricos, sus colores varían entre verdes grisáceos y ocre. Estos niveles presentan cuerpos delgados de areniscas de grano fino. Todo el conjunto se encuentra finamente laminado.

Ocasionalmente aparecen secuencias cuarcita-arenisca-lutita, estrato y granodecrecientes, aunque en la mayoría se observa secuencias de cuarcita-cuarcita, bien por no deposición de los tramos más finos o bien por erosión.

En el aspecto sedimentológico este tramo se interpreta como depositado en medios transicionales fluvio-deltaicos, en los que existe la presencia de términos de influencia probablemente mareal.

- **Tramo II.** Su potencia es de 150 m y está constituido por una alternancia de materiales detríticos, se considera característico respecto al tramo anterior el predominio de los niveles pelíticos, con más del 50%; también aparecen algunos niveles calcáreos en la parte superior del tramo. Las cuarcitas tienen las mismas características que las del tramo anterior, pero con un menor espesor en sus capas. Generalmente sobre los suelos endurecidos o superficies de interrupción se disponen areniscas de grano fino a medio mal clasificadas, que pasan paulatinamente a niveles lutíticos, en secuencias granodecrecientes.

Los niveles pelíticos poseen espesores métricos, y están compuestos por una alternancia de lutitas y areniscas finas, en capas centimétricas, de colores verdes y ocre, todo ello finamente laminado.

Sobre los primeros 60 metros de este tramo aparece esporádicamente alguna capa dolomítica con intercalaciones margosas, que por encima de los 100 m llega a constituir un nivel de una decena de metros, compuesto por una alternancia de dolomías férricas y margas en niveles decimétricos.

Entre los 55 y 75 m, en la sección tipo, se ha observado varios niveles de colapso de capas, lo cual indicaría cierta inestabilidad del sustrato.

En toda la Formación se ha observado una disminución de los materiales detríticos groseros hacia el noroeste. Asimismo, los niveles calcáreos del Tramo II incrementan su potencia y el número de niveles también en la misma dirección. Todo ello podría indicar un alejamiento del área fuente en esta dirección.

Desde el punto de vista paleontológico, en el Tramo I se ha encontrado formas de Ostrácodos que han podido ser clasificados como: *Falsipollex tabuencensis*, *Parabolbinella cf. postaculeata*, *Hollinella (Keslingella) cf. sp. D*, *Skalyella sp*, *Rozhdestvenkayites sencielensis casieri*, *Amphissites cf. parvulus*, *Sinssites? micronodus*, *Bythocyproidea weyanti*, *Polygia neodevónica aragonensis*, *Svantovites spinosus*, *Ungerella (U) calcarata* y *Crypophyllus cf. materni*. En el Tramo II los taxones principales de ostrácodos reconocidos son: *Parabolbinella lethiersi*, *Hollinella (Keslingella) lignani*; *H. (K.) aff. praecursor*, *Rozhdestvenkayites sencielensis casieri*, *Amphissites cf. parvulus*, *Sinssites? micronodus*, *Roundyella aff. pokorny*, *Bythocyproidea weyanti*, *Favulella spissa*, *Polyzgia neodevónica*, *Ponderodictia blessi*, *Microcheilinella ex. gr. clava*, *Entomozoe (Netdentomis) tenera*, *E. (N.) pseudorincherina*, *Bertillonella (B.) trappi*, *B. Rabienella) cicatricosa*, *Ungerella (U.) calcarata*, *U. (Arnoldiella) trispinosa* y *Crypophyllus cf. materni*.

Además en esta Formación se han encontrado fósiles de ammonoideos, entre los que se han determinado *Schindewolfoceras cf. chemungense*, *Aulatonoceras (Truylosoceras) sp. A.* y *Tornoceras uniangulare sp.* (MONTESINOS y GOZALO, 1987, y MONTESINOS, 1988); y una abundante fauna de tentaculites con *Styliolyna sp.* y *Homoctenus sp.*; trilobites con el género *Pteroparia* y formas de la familia Phacopidae; así como bivalvos (*Buchiola* y otros), braquiópodos, conodontos y *Machaeridia (Plumulites)*.

Los ostrácodos de la base de la Formación Rodanas, junto con la presencia de ammonoideos, indican un medio infralitoral profundo, o incluso circalitoral; por encima de él se desarrolla una importante sedimentación detrítica, indicativa de medios más someros, en la que no se ha encontrado fósiles característicos. La fauna encontrada en la parte superior del Tramo I y del Tramo II de esta formación, indican siempre un medio infralitoral, en el cual aumenta la profundidad de manera paulatina, en su parte más alta se produce el único momento con sedimentación carbonatada de toda la serie.

En la base de esta formación se encuentra el primer nivel caracterizado, que corresponde con el intervalo *torleyi-cicatricosa*, y en la biozona 1 (Figura 1.2), lo que permite indicar para este nivel una edad Frasnense. El techo de la formación se encuentra en la biozona *cicatricosa* y en la biozona 2.

1.3.2.2. Areniscas y lutitas.(6). Tramo I. Formación Bolloncillos. Devónico. Frasnense

La sección tipo de la Fm. Bolloncillos se sitúa en la carretera local Ainzón-Illueca, km 11,9 a 12,1, en la cercana hoja de Tabuena (núm. 352). Dentro de la hoja de Epila, los afloramientos de esta Formación se encuentran tanto en la escama de Rompesacos como en la del Águila, donde se han levantado dos secciones sintéticas.

En esta formación se han diferenciado dos tramos que se han cartografiado por separado, que se encuentran en conformidad entre sí y con las formaciones supra- e infrayacente, los dos son de características totalmente detríticas. En conjunto ambos tramos poseen un espesor de 200 m y el que a continuación se describe, que es el Tramo I tiene una potencia de 90 m.

Con la potencia arriba indicada, el Tramo I de la Fm. Bolloncillos se caracteriza por una alternancia de areniscas y pelitas, en la que predominan las primeras. Las areniscas son de grano grueso a fino, con moldes de organismos formando parte del esqueleto. En conjunto el tramo es granodecreciente, apareciendo en los niveles basales capas canaliformes, en la que se observa estratificaciones cruzadas. Son cuerpos de tonalidades rojizas a verdes grisáceas. Los estratos poseen espesores de 0,5 a 2 m, formando todo el tramo una secuencia estratodecreciente. En el techo de las capas aparecen huellas de cantos blandos y bioturbación, en conjunto son muy irregulares. Dentro de la ichnofauna se ha podido reconocer *Arenicolites*, *Planolites* y *Bergaueria*.

Los niveles pelíticos intercalados aumentan de espesor conforme se asciende en la serie, incrementándose de 0,5 a 2 m. Están constituidos por una alternancia de areniscas muy finas y lutitas, con predominio de esta última, con colores verdes a gris azulados, presentándose finamente laminados.

En conjunto toda la formación, y en particular este tramo, presenta una facies más grosera hacia el sureste del área del estudio.

El contenido paleontológico de este tramo es muy rico en especies de Ostrácodos, se ha podido reconocer la siguiente asociación: *Parabolbinella lethiersi*, *Hollinella* (*Keslingella*) *lignani*, *Rozhdestvenkayites sencielensis casieri*, *Amphissistes cf parvulus*, *Sinssites? micronodus*, *Bythocyproidea weyanti*, *Quasillites ovetensium*, *Ponderodictya blessi*, *Microcheilinella ex. gr. clava*, *Entomozoe* (*Nehdentomis*) *tenera*, *E. (N.) pseudorrichterina*, *Richterina* (*Volkina*) *zimmermanni*, *Posadaella alcaldei*, *Bertillonella* (*Bertillonella*) *trappi*, *B. (Rabienella) cicatricosa*, *Ungerella* (*U.*) *calcarata*, *U. (Arnoldiella) trispinosa* y *Crypophyllus cf. materni*. Además se han encontrado formas de Trilobites de la familia Phacopidae; tentaculites con *Styliolyna* y *Homoctenus*, restos de ammonoideos identificados como Beloceratidae? (MONTESINOS y GOZALO, 1987), Bivalvos (mayoritariamente *Buchiola*), braquiópodos, *Machaeridia* (*Plumulites*) y conodontos, entre los cuales se ha identificado *Palmatolepis gigas* (según CARLS, 1988).

Tras la entrada de energía que supone el comienzo de la sedimentación de esta Formación, se observa una somerización en la parte basal de la misma, aunque siempre en un medio infralitoral, iniciándose a continuación una nueva profundización que queda marcada en el techo de este tramo, con la aparición de formas de ammonoideos.

La base de este miembro se encuentra en la biozona de *cicatricosa* y llega hasta el intervalo de *cicatricosa-buxutumensis*; en la biozona local comienza con la Biozona 2 y abarca hasta el

intervalo 2-3. Su primer nivel faunístico pertenece, en la escala de conodontos, a la biozona de *gigas*.

1.3.2.3. *Lutitas y areniscas subordinadas*.(7). Tramo II. Formación Bolloncillos. Devónico superior. Frasniese

El espesor de este segundo tramo es de 110 m y predominan las pelitas. Se distingue del anterior por la desaparición de los niveles métricos de areniscas. Las lutitas se encuentran alternando con niveles centimétricos de arenisca fina, que en algunos paquetes puede ser predominante, pero siempre intercaladas ambas litologías; todo ello finamente laminado; en conjunto son de colores verdes y ocres oscuros.

En la base del tramo aparecen intercalados niveles decimétricos de arenisca fina y limolitas de color negro con bioturbación, con la presencia de sistemas ramificados, así como *Planolites* y *Chondrites?*; aparecen dispersos restos de materia orgánica.

En la parte media de éste, ocasionalmente aparecen niveles decimétricos de arenisca de grano fino a medio, con una granoclasificación normal, en las cuales se han reconocido laminaciones cruzadas de bajo ángulo y de pequeña escala, como *ripples* y *swash*, así como laminaciones horizontales. Intimamente relacionadas con estas capas se desarrolla en los niveles lutíticos una laminación *flaser*.

La parte superior es predominantemente lutítica, de colores verdes, con intercalaciones de finos niveles areniscosos bioturbados, a diferencia con las lutitas, se reconocen *Planolites*, *Bergaueria*, *Phycodes* y *Gordia*. En los últimos 10 o 15 metros, además de las facies lutíticas características, comienzan a aparecer finas intercalaciones de lutitas gris azuladas, con la fauna dispuesta en finos lechos de acumulación, los cuales se hacen más potentes hacia el techo, con las características idénticas a las que luego se desarrollan en los tramos detríticos finos del Miembro Filluelo (Fm. Hoya).

Una gran variedad en el contenido fosilífero de ostrácodos aparece en este tramo. Se han reconocido: *Parabolbinella lethiersi*, *Hollinella* (*Keslingella*) *aff radiata*, *Rozhdestvenkayites senciensis casieri*, *Kummerowia blessi*, *A.cf. parvulus*, *A aff. remesi*, *A.saalfeldensis valdeonensis*, *A. inflatus*, *Kullmannissites aff kullmanni*, *Bythocyproidea weyanti*, *Favulella lecomptei brevis*, *Jenningsina* (*Aragonella*) *carlsi*, *Crapeodoglyphus? sp*, *Microcheinella ex. gr. clava*, *Entomozoe* (*Nehdentomis*) *tenera*, *E. (N.) pseudorrichterina*, *E. (N.) buxutumensis*, *Richterina* (*Vokina*) *zimmermanni*, *Entomoprimitia* (*E.*) *inconstans*, *Bertillonella* (*B.*) *trappi*, *B. (Rabienella) serrata*, *Ungerella* (*U.*) *calcarata*, *U. (Arnoldiella) trispinosa* y *Crypophyllus cf. materni*.

En este tramo se han reconocido formas de *Tentaculites*. En los niveles superiores se han identificado *Homoctenus krestrovnikovi*, *H. ultimus ultimus*, *H. ultimus cf. derkaouensis* y *H. deflexus* (MONTESINOS, *et al.*, 1991), Bivalvos, Braquiópodos, conodontos y *Machaeridia* (*Plumulites*).

En los niveles inferiores la presencia de materia orgánica, que junto al ichnogénero *Chondrites?*, indicaría un medio poco oxigenado, o incluso por debajo de la zona de oxigenación

mínima; este hecho podría explicar por que en los niveles más altos de este tramo predominan las formas pelágicas, en un ambiente que resulta característico en el Frasnense superior de otras regiones, con el depósito de las partes basales de las Formaciones Fueyo (Cordillera Cantábrica). «Pizarras de Cypridinas» (Frankenwald), «Pizarras de Porsguen» (Macizo Armoricano) y «Pizarras de Matagne» (Ardenas).

El Tramo II comienza en el intervalo de *cicatricosa-buxutumensis* y su techo esta en niveles superiores de la biozona de *serrata*, en la biozonación local se abarca las biozonas 3 y 4. Casi todos los niveles con fauna son claramente de edad Frasnense, pero los niveles más altos no han librado fauna significativa, por lo que ya podrían ser Famenense, aunque por el momento se consideren de edad inferior, ya que no se han encontrado formas indicativas de esta edad.

1.3.2.4. *Formación Hoya. Areniscas gruesas, medias y microconglomerados (8). Miembro Filluelo. Areniscas medias, gruesas y limolitas gris-azuladas (9). Miembro Valdeinglés y Limolitas gris-azuladas y areniscas finas (10). Miembro Coscojar. Devónico superior. Famenense*

La sección tipo se encuentra en el camino del Collado de la Hoya, a unos 2 km al noroeste de Tabuenca, en la cercana hoja de Tabuenca (núm. 352). Dentro de la hoja de Epila, los afloramientos de esta Formación se encuentran en el «Autóctono relativo del Bollón», habiéndose levantando una columna en el Barranco de Valdeinglés.

Esta Formación, concordante con las infra- y suprayacentes, es esencialmente detrítica, con 545 metros de potencia. Se distinguen en ella tres tramos que se les ha asignado el carácter de Miembro, y que de más antiguo a más moderno son: Mb. Filluelo, Mb. Valdeinglés y Mb. Coscojar.

El Miembro Filluelo (8), con un espesor de 165 metros, está constituido por una alternancia detrítica. Predominan las areniscas de tamaño de grano medio a grueso, con algunos niveles de microconglomerados. Son de color ocre claro y blanco. Los estratos tienen un espesor de 1 a 3 m, pero con poca continuidad lateral y superficies irregulares, presentándose el conjunto en secuencias estrato y granodecrecientes. En algunas capas se observan bases canalizadas y laminaciones cruzadas de pequeña escala y *ripples* en el techo de los cuerpos. También aparecen medusoides lisos en el techo de algunos de los tramos areniscosos.

Los niveles pelíticos acompañantes son mayoritariamente limolíticos, de color gris azulado. Normalmente tienen un espesor métrico y se hacen más abundantes y potentes a techo del Miembro encontrándose finamente laminados. A partir de los 50 m aparecen nódulos limolíticos, con diámetros comprendidos entre 1 y 3 cm.

Este miembro muestra un ligero incremento de potencia en las áreas situadas más hacia el sureste; así se pasa de 153 m, en el Barranco del Filluelo (hoja de Tabuenca), a más de 165 m en el Barranco de Valdeinglés. También es posible distinguir un aumento del componente arenoso hacia el sureste, siendo mucho más lutítica la Formación hacia el noroeste. El mayor porcentaje del componente detrítico grueso, viene acompañado de un más intenso lavado de los materiales.

En este tramo sólo se ha encontrado fauna en los primeros 70 m y en niveles esporádicos. La fauna encontrada contiene los siguientes taxones de Ostrácodos: *Parabolbina? sp.*, *Hollinella (Keslingella) sp.*, *Coryellina sp.*, *Tmemolophus sequeirosis*, *Knoxites perplexa vini*, *Glyptopleura sp.* Esta fauna está acompañada por los siguientes taxones de Ammonoideos: *Falcitornoceras falciculum cf* y *F.Falciculum cf wagneri* según MONTESINOS, et al. (1991); también bivalvos de las especies *Guerichia obrotundata* y *G. venusta*, además de braquiópodos (*Lingula sp.*), conodontos y restos de vegetales flotados.

Los niveles con fauna se distribuyen esporádicamente en la sucesión, con una mayoría de niveles estériles; estas acumulaciones se producirían a favor de un ambiente infralitoral restringido, deducido a partir de los acúmulos de ostrácodos, así como por la presencia de braquiópodos.

La presencia de las formas de *Falcitornoceras* permiten correlacionar los niveles basales con la zona de *Amblylobum* de ammonoideos (MONTESINOS, et al., 1991), que indica ya una edad Fameniese inferior.

El Miembro Valdeinglés (9), con una potencia de 160 m, se caracteriza por una alternancia de areniscas y lutitas, presentándose un cambio de color neto con el Miembro inferior. Además existe un aumento importante del contenido pelítico respecto a aquel. Las tonalidades dominantes son el verde y el marrón oscuro, este último debido a un mayor porcentaje de matriz en estos niveles. Las areniscas son de grano grueso a medio y de color verde o marrón, con algún nivel esporádico de microconglomerados. Petrológicamente corresponden a subarcosas y sublitareniscas con un alto porcentaje en cuarzo (70-80%) y de 6 a 13% en fragmentos de rocas, en general de origen metamórfico. Los estratos tienen espesores de 0,5 a 1,5 m, con superficies irregulares con *ripples*. En las superficies de algunas capas aparecen medusoides de gran tamaño con ornamentación lisa o radial. También se han reconocido ichnotaxones *Planolites* y *Gordia?*

Las lutitas son predominantemente limolíticas, de color gris azulado, satinadas, y están finamente laminadas. Sus niveles tienen espesores métricos, aumentando tanto su presencia como la potencia de los mismos hacia el techo del Miembro. En todos los niveles lutíticos se encuentran abundantes nódulos limolíticos de 1 a 3 cm de diámetro.

Este, presenta variaciones laterales en el mismo sentido que el Miembro anterior, así el incremento de la potencia en las áreas situadas más hacia el sureste de 152 m a 160 m y un fuerte incremento del componente arenoso en el mismo sentido.

El Miembro Coscojar (10), con un espesor de 220 m es de carácter eminentemente pelítico. El límite con el Miembro Valdeinglés se considera cuando no aparece ningún nivel de arenisca con espesores cercanos al metro. Estas pelitas son mayoritariamente limolitas de color gris azulado o negro, muy satinadas y finamente laminadas. Presentan intercalaciones centimétricas de areniscas finas y esporádicamente algún nivel decimétrico. Contiene abundantes nódulos limolíticos de hasta 10 cm de diámetro, y en los niveles más altos del Miembro, nódulos sideríticos con diámetro comprendido entre 1 y 5 cm.

En este Miembro se han encontrado los siguientes taxones de ostrácodos: *Hollinellidae sp. indt.*, *Primitiopsidae sp. indt.* y *Marginohealdia cf. marginata*; así como bivalvos de las especies *Guerichia obrotundata* y *G. venusta*, y también especímenes de trilobites del género *Ttierocephalus*.

Las asociaciones encontradas en el techo del Miembro indican una edad Fameniense clara y posiblemente una edad Fameniense superior.

1.3.2.5. *Cuarcitas de grano fino a medio (11). Formación Huechaseca. Fameniense*

La sección tipo de esta unidad se sitúa en la parte sur del Barranco del Molino a unos 500 m al norte de la localidad de Tabuena (hoja de Tabuena, número 352). En la hoja de Epila los afloramientos de esta Formación son escasos, y se localizan en la parte nororiental del afloramiento de Rodanas.

Esta formación se dispone de forma concordante sobre la Fm. Hoya. El límite superior no se conoce ya que se encuentra el contacto mecanizado por falla.

Desde el punto de vista litológico, la formación se encuentra constituida por cuarcitas de grano fino a medio, muy lavadas y bien clasificadas, de colores que varían de blanco a ocre claro. Se disponen en bancos métricos, con superficies bastantes regulares. Están muy diaclasados. En su parte basal aparecen localmente niveles de areniscas gruesas, mal clasificadas y con abundante matriz micácea, en capas de espesor decimétrico. La bioturbación es poco intensa, reconociéndose el ichnogénero *Taphrelmintopsis*. La potencia observada es de 140 m, medida en el Barranco de Huechaseca a unos 2 km al noroeste de Tabuena.

No se reconocen especies faunísticas de interés, y su datación se hace de manera indirecta, en base a los datos de la formación infrayacente, con la que aparece en continuidad, lo que permite asignarle como edad probable Fameniense superior.

1.4. PÉRMICO

El Pérmico de la hoja de Epila ha sido caracterizado por tres unidades cartográficas de edades comprendidas entre el Autuniense o Pérmico inferior y el Pérmico superior. De las tres unidades, las dos primeras han sido atribuidas, por posición stratigráfica y por similitud de facies con áreas próximas (hoja de Borobia, núm. 380), al Pérmico inferior y se encuentran localizadas en el Monegré. La tercera aflora en los flancos septentrionales de las estructuras paleozoicas del Sestero y Orchi-Rodanas, en discordancia con ellas y como base de los depósitos detríticos del Triásico inferior en facies Buntsandstein.

1.4.1. Conglomerados polimícticos y areniscas rojo-vinosas subordinadas (12). Pérmico inferior (Autuniense)

En la falda occidental del Monegré y en contacto discordante sobre las pizarras del Silúrico (3), aparece una potente serie monoclinas de más de 800 m (unidades 12 y 13), en cuya base se reconocen niveles de pudingas muy cementadas, con un espesor de unos 10 a 15 m, de tonos vinosos a violáceos, en las que aparecen fundamentalmente cantos polimícticos muy redondeados, en su mayoría de naturaleza cuarcítica. Se encuentran estratificadas en cuerpos métricos, que alternan con lutitas marrones oscuras, los cuales a su vez intercalan cuerpos de areniscas de grano grueso, a veces microconglomeráticas y del mismo color. Esta unidad, que

ha sido diferenciada cartográficamente del resto, constituye la base de una potente serie detrítica atribuida al Pérmico inferior.

Los cuerpos conglomeráticos presentan una morfología típicamente canaliforme, con bases erosivas y cicatrices internas debidas a estratificaciones cruzadas en forma de surco. También se pueden observar cuerpos con morfología de barras. Se reconocen también estructuras y laminaciones de pequeña escala (*ripples*), sobre todo en los sedimentos lutíticos que se encuentran a techo de las secuencias canalizadas. En general estos depósitos corresponden a facies fluviales de abanico aluvial medio.

1.4.2. Alternancia de lutitas, areniscas, limolitas y cuarcitas (13). Pérmico inferior (Autuniense)

En continuación sedimentaria con la unidad anterior, y en el mismo lugar, aparece una potente serie detrítica, monótona en su colorido y con marcada repetición sistemática de una secuencia elemental de tipo estrato y granodecreciente constituyendo un conjunto sedimentario igualmente estrato y granodecreciente. Esta serie se presenta monoclinal, con buzamientos entre 20° a 25° al NE, encontrándose constituida por más de 800 m de alternancias de lutitas micáceas bioturbadas, de tonos violáceos y amarronados, en general muy oscuras («Monte Negro» o Monegré), que alternan con niveles de areniscas de grano medio a fino y a veces cuarcitas con estratificaciones cruzadas de tipo planar y limolitas laminadas, las cuales y desde el punto de vista petrológico corresponden a arcosas líticas con un 40% de cuarzo, 20% de feldespato potásico y 15% de fragmentos de rocas metamórficas; el resto lo constituye un cemento generalmente ferruginoso y/o silíceo. También se encuentran indicios de matriz sericítica que en ocasiones llega a constituir el 15% del total de la masa rocosa.

Hacia la parte superior de la serie aparecen cuerpos cuarcíticos con cicatrices de reactivación. Las lutitas y limolitas se presentan en cuerpos gruesos, en los que la estratificación dominante es la cruzada de pequeña escala (*ripples*). En la práctica totalidad de los tramos, sobre todo los lutíticos y areniscosos finos, existe una fuerte bioturbación y una presencia de restos vegetales, más abundantes en la parte superior de la unidad.

Como comentario a lo anteriormente expuesto se ha de decir que, en la hoja 1:50.000 de Boro-bia número 380, se cita un buen afloramiento en el Arroyo de Ruidero, donde la serie pérmica está discordante sobre las series pizarrosas del Ordovícico inferior y constituida por «260 m de conglomerados de cantos cuarcíticos, areniscas, limolitas con niveles carbonosos y niveles volcánoclasticos de tobas y cineritas de composición variable». La presencia en los niveles carbonosos de una abundante microflora permite a esta serie ser datada como Autuniense.

1.4.3. Brechas y conglomerados muy cementados, areniscas gruesas y alternancias de lutitas y areniscas finas (14). Pérmico superior

Esta unidad que aquí se define, representa lo que en bibliografía se ha citado como el «Tránsito Pérmico-Triásico» aunque en base a criterios de facies, así como a criterios cartográficos, y dentro de la hoja de Epila, se ha considerado como unidad de edad pérmica.

Al hilo de lo anteriormente expuesto, ARRIBAS (1985) atribuye a la edad Pérmico (Saxoniense) a la unidad basal de las facies Buntsandstein que denomina como «Conglomerados y lutitas de Araviana». El criterio que emplea este autor es el de correlación litoestratigráfica con las «Capas de Montesoro» en la Cordillera Ibérica (Rama Castellana). En este trabajo, el autor distingue dos subunidades de carácter litoestratigráfico, las cuales las hace corresponder con una subunidad basal que denomina «Conglomerados del Moncayo» y una superior que denomina a su vez «Lutitas de Tabuena».

En la hoja de Epila, en el lugar conocido como Corrales de Sestero, en el límite occidental de la hoja, se ha levantado un perfil estratigráfico en el que se aprecian los siguientes aspectos: Sobre los materiales paleozoicos prehercínicos, en concreto sobre el Devónico superior, y en discordancia angular sobre ellos, se distingue una serie detrítica constituida por un tramo basal de brechas cuarcíticas y ferruginizadas, de cemento arenoso que intercala cuerpos lenticulares de areniscas y microconglomerados. Las brechas son de cantos y bloques cuarcíticos muy angulosos, con centiles superiores al metro. Entre los cuerpos de brechas se intercalan niveles lenticulares de lutitas. Todo el tramo presenta una tonalidad marrón oscura a vinoso y su potencia es del orden de los 10 a 12 m. Por encima de este tramo aparece un conjunto detrítico, constituido por cuerpos de microconglomerados en la base, areniscas muy cementadas y lutitas en el techo, conformando secuencias canalizadas con bases erosivas y estratificación cruzada en surco y planar. En los niveles lutíticos se observa laminación cruzada de pequeña escala (*ripples*). Hasta los 60 m, la serie se encuentra constituida por una alternancia de areniscas de grano medio, localmente grueso, y areniscas finas y lutitas de tonos marrones y rojo vinosos. Son areniscas constituidas petrológicamente por un 45 a 55% de cuarzo, 10 a 25% de fragmentos de rocas metamórficas, así como porcentajes mínimos de otros fragmentos.

Esta serie culmina bajo una suave discordancia, sobre la que aparecen los primeros niveles de areniscas claras y conglomerados de cantos cuarcíticos de pequeño tamaño, y que corresponden a la base del Triásico inferior en facies Buntsandstein.

Desde el punto de vista sedimentológico, los primeros tramos de esta serie corresponden a depósitos en facies proximales de abanico aluvial, mientras que los tramos medio y superiores son ya facies canalizadas de abanico aluvial medio e incluso distal.

En otros afloramientos, no muy alejados del anteriormente descrito, como en el Caserío de Orchi, tan solo se reconocen los tramos medios y superiores de la unidad, encontrándose a su vez discordantes con los paleorrelieves paleozoicos.

1.5. TRIÁSICO

La Serie Mesozoica comienza en esta hoja con los materiales triásicos que afloran en facies germánicas. Se localizan orlando, en la mayoría de los casos, las grandes estructuras anticlinales paleozoicas, así como también rellenando las grandes depresiones alledañas a estas.

Sobre el Triásico de la Cordillera Ibérica, existe una abundante bibliografía. En concreto, sobre la región en la que se ubica la hoja de Epila, destacan los trabajos de ARRIBAS; en primer lugar,

su Tesis Doctoral (1984), además de sus subsecuentes trabajos: ARRIBAS, *et al.* (1984), ARRIBAS (1985) y ARRIBAS (1987), en los cuales se abordan estudios detallados de los aspectos sedimentológicos, diagenéticos y litoestratigráficos. Referente a este último, se ha de mencionar las diferentes unidades litoestratigráficas definidas en el área en la que se sitúa la hoja de Epi-la. ARRIBAS, en su Tesis Doctoral considera la base de la unidad detrítica en facies Buntsandstein como de edad pérmica.

El autor ante la problemática que se le plantea a la hora de limitar las facies Buntsandstein de las de Muschelkalk, opta por agruparlas en «Grupo Detrítico» y «Grupo Carbonatado» respectivamente. El «Grupo Detrítico» abarca desde los materiales de las facies Buntsandstein, incluidos los materiales de edad Pérmico, hasta la base del paquete carbonatado. Sin embargo, en la cartografía de la hoja, se ha podido diferenciar, como se ha mencionado en apartados anteriores, las unidades pérmicas de las triásicas, dado que existen claras diferencias entre ambas, tanto en los aspectos litológicos como estructurales (discordancia).

En lo referente a la bibliografía existente sobre el Triásico superior, en facies Keuper, cabe destacar los estudios realizados por LAGO y POCOVÍ (1984), LAGO, *et al.* (1989), y BASTIDA, *et al.* (1992), sobre el magmatismo alcalino o la existencia de basaltos alcalinos espilitizados intercalados en la parte superior de la mencionada facies.

Dentro del Triásico inferior en facies Buntsandstein, se han diferenciado en la cartografía de la hoja, tres unidades que se describen a continuación.

1.5.1. Conglomerados cuarcíticos (15). Facies Buntsandstein. Triásico inferior

En los lugares conocidos como la Rasa y el Linternar, así como en el Camino de Orchi, situados todos ellos en la esquina noroccidental de la hoja, existe, sobre las facies detríticas del Pérmico superior, así como sobre formaciones devónicas, y en discordancia angular sobre ellas, otro conjunto detrítico constituido por una sucesión de conglomerados, de naturaleza fundamentalmente cuarcítica y cuya potencia no llega a ser superior a los 30 m.

En un pequeño corte realizado en el Camino de Orchi, se ha reconocido una sucesión de cuerpos conglomeráticos de cantos cuarcíticos, con centiles cercanos al medio metro, con estratificación canaliforme de bases erosivas muy marcadas. Dentro de ellos se observa imbricación de cantos y granoselección positiva. Los cuerpos se presentan amalgamados con pequeños lentejones de areniscas bajo las cicatrices de los canales.

Un aspecto a tener en cuenta, en estos materiales y su estructura, es la escasa matriz existente dentro de ellos, lo que induce a pensar en una sedimentación debida a corrientes de tipo *grain flow*, así como imbricación de cantos.

Hacia la parte superior de la serie, aparecen cuerpos y niveles más o menos continuos de areniscas y lutitas cada vez más potentes, disminuyendo de forma ostensible los niveles conglomeráticos. La serie en el aspecto secuencial es de características estrato y granodecreciente.

1.5.2. Areniscas, lutitas y conglomerados en la base, (16). Facies Buntsandstein. Triásico inferior

Esta unidad, en realidad se hace corresponder con la definida por ARRIBAS (1984) como la «Subunidad de Areniscas de Aranda», que dentro de la hoja de Epila aflora ampliamente entre los diferentes macizos paleozoicos y discordante sobre ellos.

Las mejores exposiciones de la unidad se encuentran sobre todo a lo largo del flanco norte de las estructuras paleozoicas de Rompesacos y Rodanas, en la depresión de Mediano, así como en ambos flancos de la estructura de Sestero.

En el aspecto litológico esta unidad se encuentra constituida por areniscas de colores generalmente claros, con estratificaciones cruzadas de tipo surco, presentándose estos niveles muy frecuentemente amalgamados. Los paquetes arenosos y conglomeráticos se encuentran separados por superficies de erosión o en su defecto por intercalaciones de cuerpos lenticulares de lutitas de tonos rojizos. El espesor de la unidad varía considerablemente de un lugar a otro, sin embargo se acerca siempre al centenar de metros, incluso lo sobrepasa como ocurre en el afloramiento de Sestero o en la depresión de Mediano, al norte de las estructuras de Rompesacos y Rodanas.

En la parte inferior de la serie se encuentran niveles de conglomerados cuarcíticos, de cantos de mediano y pequeño tamaño englobados en una matriz arenosa, constituyendo la base de los canales areniscosos.

Desde el punto de vista sedimentológico, esta unidad se ha depositado a partir de un sistema de canales pertenecientes a un abanico aluvial medio, en el que el dominio de los canales tipo *braided* es la nota dominante. Lateralmente a los canales es frecuente observar depósitos más finos con signos de bioturbación y abundantes estructuras de pequeña escala *ripples*, que corresponden a sedimentos depositados en medios de inundación o a facies de desbordamiento.

1.5.3. Lutitas y areniscas de tonos rojo-vinosos (17). Facies Buntsandstein

La separación de esta unidad con la anterior se realiza de forma general, por un cambio en la coloración y una menor granulometría en sus depósitos.

Esta unidad cartográfica incluye las subunidades de «Lutitas de Carcalejos» y «Areniscas y Lutitas de Rané» y la «Unidad de Lutitas y Areniscas de Calcena» definidas por ARRIBAS (1984) en la región donde se ubica la hoja de Epila. La primera de las subunidades presenta un menor desarrollo que la segunda y no siempre es fácil el separarlas, por lo cual se ha considerado a ambas dentro de esta unidad a efectos cartográficos, junto con la «Unidad de Calcena».

En perfecta continuidad sedimentaria con la unidad anterior (16), se dispone un conjunto detrítico de tonalidades rojizas, constituido por un tramo inferior eminentemente lutítico, un tramo medio de alternancias de areniscas de grano medio a fino, muy micáceas y lutitas rojas y un tramo superior (equivalente a la Unidad de Calcena) de lutitas y areniscas subordinadas.

Litológicamente el tramo inferior son lutitas rojas, limolitas y areniscas de grano fino, generalmente muy bioturbadas, y en las que es frecuente encontrar cuerpos delgados con estratifi-

cación cruzada de pequeña escala *ripples*. El espesor del tramo, al igual que la unidad infra-yacente y el tramo suprayacente, varía ostensiblemente de un lugar a otro. Sin embargo, en la depresión de Mediano, así como en la parte septentrional de la «Escama del Aguila», al SO de Rodanas, la potencia observada es de unos 30 a 35 m.

El segundo tramo que constituye la unidad se encuentra formado por una alternancia de niveles centimétricos y decimétricos de areniscas rojas, de grano fino a medio, que intercalan niveles de lutitas rojas muy bioturbadas. Los estratos de hasta 50 cm de espesor, tienen la base neta, internamente laminaciones paralelas y a techo presentan encostramientos. En toda el área en que aparecen estas facies y en concreto dentro de la hoja, es frecuente observar pequeñas explotaciones de los cuerpos areniscosos, que son utilizados como piedra ornamental en jardinería y sillería.

La parte superior del tramo en cuestión, presenta la característica de la disminución de los niveles areniscosos y el aumento de los lutíticos, llegando el caso de confundirse con el tramo inferior, sobre todo en aquellos lugares donde no existe un registro estratigráfico claro o cuando se encuentra en contacto mecanizado con otras unidades inferiores.

La parte superior de la unidad y de las facies Buntsandstein, lo constituye un conjunto eminentemente lutítico, formado por lutitas y areniscas subordinadas, estratificadas en cuerpos centi- a decimétricos, de granulometría fina y de tonalidades rojizas, siendo verdosas en la parte superior de la unidad, ya en tránsito con los sedimentos carbonatados de la facies Muschelkalk.

Las facies que constituyen esta unidad se han depositado en medio fluvio-lacustre s.l., probablemente de características estacionales, al que van a parar corrientes acuosas cargadas de sedimentos fluviales con abundantes llanuras de inundación, todo ello dentro del contexto de grandes abanicos aluviales.

1.5.4. Facies Muschelkalk. Triásico medio

Los afloramientos de los materiales de la «Formación Carbonatada Media» de (GARRIDO y VILLENA, 1977) del Triásico en facies germánica se sitúan, por regla general, en una banda de alineación NO-SE, formando parte de los materiales triásicos que recubren los afloramientos paleozoicos. En general están constituidos por una sucesión carbonatada-dolomítica, que hacia el techo presenta intercalaciones margosas y que en sus tramos medios, y siempre cercanos a los macizos paleozoicos, presentan sedimentos similares a la facies Keuper.

Para la caracterización y seguimiento de esta facies dentro de la hoja de Epila se ha tenido muy en cuenta los trabajos recientes de ARRIBAS (1987) y de MELÉNDEZ, *et al.* (1992), referentes al análisis y distribución paleogeográfica de los diferentes «tramos» que constituyen la facies Muschelkalk. El primero de ellos realiza un análisis litoestratigráfico de lo que denomina «Grupo Carbonatado» del Triásico medio, y en el segundo se presenta un amplio estudio sedimentológico y paleogeográfico de la distribución de la facies Muschelkalk en el contexto del sector central y/o Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, aportando un gran número de perfiles estratigráficos y sedimentológicos.

En los materiales pertenecientes al Triásico medio en facies Muschelkalk, reconocidos en distintos puntos de la hoja de Epila, se ha podido diferenciar tres unidades litológicas y/o «tramos» litoestratigráficos, los cuales corresponden a: un conjunto carbonatado inferior con abundantes niveles lutíticos, un tramo intermedio de naturaleza detrítico-evaporítico, y un tramo superior nuevamente carbonatado. Esta diferenciación litológica ha sido descrita con nomenclatura diversa en los trabajos de VILLENA (1971), MARÍN (1974), GARRIDO y VILLENA (1977), ARRIBAS y DE LA PEÑA (1984), ARRIBAS (1985), GARCÍA-ROYO y ARCHE (1987), LÓPEZ-GÓMEZ y ARCHE (1992) y MELÉNDEZ, *et al.* (1995). Sin embargo, no todas las unidades están representadas en todos los afloramientos de la hoja, existiendo en la mayoría de los casos uno o a lo sumo dos tramos. De entre ellos el que mejor se encuentra representado es el «tramo» superior carbonatado (M₃).

1.5.4.1. *Dolomías laminadas, lutitas, areniscas y margas dolomíticas (18).* *«Unidad Carbonatada Inferior». Facies Muschelkalk. Triásico medio*

A escala regional, esta unidad se encuentra constituida por una sucesión de dolomías tableadas o estratificadas, a veces bioclásticas, con señales de bioturbación, laminación paralela y cruzada, laminaciones estromatolíticas y estructuras de exposición subaérea (*tepees, mud cracks*). Generalmente en la base se sitúan niveles de arcillas, margas y areniscas, entre los que suelen intercalarse otros de dolomía de poco espesor. Estos niveles basales tienen el color rojo característico de la facies Buntsandstein infrayacentes, generalmente se la suele separar a partir de la aparición de un nivel de brechas o superficie ferruginosa.

Esta unidad es correlacionable con las Formaciones de Marines y Landete de LÓPEZ-GÓMEZ y ARCHE (1992) y con las Unidades de «Lutitas y Margas de Cálceña» y «Dolomías de Illueca» de ARRIBAS (1985). También es equivalente a la «Barra inferior» de la Formación carbonatada media de GARRIDO y VILLENA (1977) y del «Muschelkalk inferior» de MARÍN (1974).

Dentro de la hoja de Epila, esta unidad se encuentra aflorando al E de la Ermita de Rodanas, en el lugar conocido como Las Minas de Rodanas y en discordancia angular bajo las formaciones del Liásico inferior (Formación Cortes de Tajuña). En él se han levantado dos perfiles estratigráficos en los que se ha reconocido, tanto la unidad inferior como el «tramo medio» de la facies Muschelkalk.

En el camino de Rodanas a la Mina, sobre la Facies Buntsandstein aparecen 7 a 8 m de dolomías bioturbadas dispuestas en secuencias estratocrecientes, con costras ferruginosas a techo. En estas secuencias aparecen también estratificaciones nodulosas, restos de conchas de bivalvos, así como porosidad móldica. Es frecuente observar huellas de retracción en el techo de algunas de las secuencias, así como *ripples*. Por encima de este paquete dolomítico se dispone un conjunto detrítico asimilable al «tramo medio» de la facies Muschelkalk y que describiremos en el apartado siguiente.

Se ha levantado también un pequeño corte en las proximidades de la Mina de Rodanas, a unos 150 m escasos de este lugar y en el que aparece esta unidad con una potencia equivalente a la descrita anteriormente.

Otros puntos en donde ha sido posible el reconocimiento de esta unidad, se sitúan en el paraje de Agua Viva-Peña Zarzana, en la parte septentrional de la hoja.

La existencia de laminaciones algales, *tepees*, grietas de desecación y superficies ferruginosas en los depósitos carbonatados, así como laminaciones paralelas, laminaciones cruzadas, estratificación *flaser* y lenticular, correspondientes a depósitos tractivos y de decantación alternantes en sedimentos detríticos a veces intercalados, permiten interpretar estos materiales, desde el punto de vista sedimentológico como depositados en medios de llanuras mareales terrígenas con *ponds* o áreas encharcadas y/o posible bombeo evaporítico. La existencia de cuerpos dolomíticos, con restos de fósiles y bioclastos, denuncia la existencia de medios de depósito correspondientes a llanuras de marea carbonatada en las que dominan las secuencias de somerización.

1.5.4.2. *Areniscas, lutitas, margas laminadas, yesos y dolomías (19). «Tramo medio».* *Facies Muschelkalk. Triásico medio*

Regionalmente este «tramo» se caracteriza por la presencia de lutitas, generalmente arcillas de tonos rojizos y verdosos, entre las que se intercalan areniscas, dolomías, margas laminadas y yesos. Las facies de lutitas y margas laminadas pueden presentar bioturbación y grietas de desecación. Las facies de areniscas intercaladas muestran laminación cruzada debida a *ripples* y a veces estratificación lenticular y *flaser*. En las facies de dolomías laminadas se observa laminación algal, porosidad fenestral y *tepees*, grietas de desecación y superficies y costras ferruginosas. También se encuentran pseudomorfo de evaporitas y facies de brechas dolomíticas de colapso por disolución. Por último se diferencian facies de yesos masivos y laminares, que aparecen intercalados entre las facies lutíticas.

Esta unidad se ha reconocido en varios puntos de la hoja de Epila. Se sitúa estratigráfica mente entre las dos unidades carbonatadas, o bien directamente sobre la facies Buntsandstein. Esta unidad o «tramo» es equivalente a la Fm. Mas de LÓPEZ-GÓMEZ y ARCHE (1992), a la unidad de «Lutitas y Margas de Trasobares» de ARRIBAS (1985), a la intercalación detrítico-evaporítica intermedia de GARRIDO y VILLENA (1977), al «Anhydritgruppe» de MARÍN (1974) y al «Tramo Rojo Intermedio» de VIRGILI (1955).

Dentro de la hoja se ha reconocido este «tramo» en puntos cercanos a la localidad de Arándiga y Nigüella, en el ángulo SO de la hoja, al O. de Collado Mediano, en la parte septentrional de la misma y en el camino de Rodanas a la Mina de Rodanas. En este último lugar se ha levantado un perfil en el que se caracterizan, tanto la unidad inferior como este «tramo medio».

En este perfil se distinguen sobre los niveles dolomíticos, 9 a 10 m. de areniscas y lutitas rojas, típicas de la facies Buntsandstein, sobre las que aparece un nivel centimétrico de dolomías con porosidad móldica y estratificación irregular. El techo del «tramo medio», hasta los 30 m aproximadamente, se encuentra constituido por una alternancia de areniscas, margas dolomíticas laminadas y lutitas de tonos rojizos con pequeñas intercalaciones de cuerpos centimétricos de dolomías laminadas con porosidad móldica. Por encima del «tramo medio» se sitúa un nivel rojizo en el que se intercalan cuerpos de basaltos espilitizados y que corresponden a la facies Keuper.

En afloramientos cercanos al Collado Mediano, al norte de la hoja, y entre las localidades de Arándiga y Nigüella, el «tramo medio» se caracteriza por intercalar formaciones de facies

yesíferas en las que se puede apreciar yesos versicolores laminados y masivos, intercalados, según casos, entre lutitas rojizas.

Este conjunto se interpreta como depositado en zonas intermareales altas o supramareales, en el contexto de una amplia llanura lutítica a la cual llegarían aportes terrígenos continentales y en donde se localizarían zonas encharcadas o de estancamiento de aguas marinas. Al mismo tiempo y en condiciones de alta salinidad, y en áreas subsidentes favorables, se acumularían potentes depósitos evaporíticos.

1.5.4.3. *Dolomías, calizas dolomíticas tableadas y margas (20). Unidad Carbonatada Superior. Facies Muschelkalk. Triásico medio*

La barra superior de la facies Muschelkalk (M₃), aflora ampliamente en el «Anticlinorio del Moncayo» y en el «Horst de Tabuenca». Según ARRIBAS (1984) y JURADO (1989) dividen esta unidad en dos subunidades litoestratigráficas, representadas ambas en toda la Cordillera Ibérica y en la Cuenca del Ebro, en donde se ubica la hoja de Epila. Estas subunidades la denominan estos autores como «Dolomías basales» y «Dolomías y margas superiores».

Esta unidad es correlacionable con la Fm. Cañete de LÓPEZ-GÓMEZ y ARCHE (1992), con las Fms. de Tramacastilla, Cuesta del Castillo y Royuela de GARCÍA-GIL (1990 y 1991), con la «barra carbonatada superior» de la Fm. Carbonatada Media de GARRIDO y VILLENA (1977) con el Muschelkalk superior de MARÍN (1974), y con las capas dolomíticas y «Capas de Royuela» de GARCÍA-ROYO y ARCHE (1987). La parte más alta de esta unidad fue definida por HINKELBEIN (1965) como «Capas de Royuela».

A nivel regional la unidad se encuentra constituida por una sucesión de dolomías recristalizadas de aspecto masivo, a veces estratificadas y en otras de carácter noduloso, tableadas o laminadas, que hacia el techo pasan a una alternancia de margas y arcillas grises que alternan con dolomías tableadas en las que se reconocen laminaciones de algas, estructuras *tepees*, porosidad fenestral, grietas y brechas de desecación, brechas de colapso por disolución de evaporitas, moldes de evaporitas y estratificación lenticular y *flaser*.

La mitad inferior de la unidad se encuentra muy bioturbada, contiene bioclastos moderadamente abundantes y presentan estratificación y laminación cruzada. Desde el punto de vista textural las dolomías basales corresponden a *packstone-wackestone* de fósiles y bioclastos. Por encima de esta facies se encuentran dolomías en bancos, en las que se identifican geometrías plano-convexas, correspondientes a *ripples* y dunas, que pueden alternar con cuerpos canalizados de bases erosivas. Estos depósitos se ordenan en cuerpos métricos estratocrecientes y/o decrecientes.

En la hoja de Epila, esta unidad se encuentra aflorando en numerosos lugares de su geografía, en concreto sus mejores afloramientos se pueden observar en Collado Mediano, al norte de la hoja, en donde apoyada directamente sobre los términos superiores de la facies Buntsandstein, se dispone un conjunto dolomítico de unos 35 a 40 m de espesor, de similares características a las descritas en el párrafo anterior. En otros afloramientos, la unidad aparece descansando discordantemente sobre formaciones del Devónico superior, en concreto aflora

a lo largo del borde septentrional y oriental de la Sierra de Nava Alta. Es en este lugar donde manifiesta un mayor desarrollo y sus espesores alcanzan hasta los 60 m. De igual forma aparece en afloramientos situados al norte de la localidad de Arándiga y bajo la discordancia existente con el Lias inferior, en concreto con la Fm. «Carniolas de Cortes de Tajuña».

En el aspecto sedimentológico, la parte basal de la unidad puede interpretarse como depósitos submareales someros tranquilos, ampliamente colonizados por organismos bentónicos. La presencia, sobre este conjunto de facies de estructuras tractivas, se interpreta como la implantación de un ambiente energético localizado por encima del nivel de base del oleaje, con formación de barras y canales.

La parte alta de la unidad se caracteriza por la alternancia de margas y dolomías laminadas. Esta facies representa la somerización de una llanura inter- a supramareal, con amplio desarrollo de una llanura fangosa. La presencia de evaporitas en el techo de la unidad, marcaría la implantación progresiva de los ambientes áridos.

1.5.5. Lutitas, areniscas, limolitas y yesos (21). Facies Keuper. Triásico superior

La Facies Keuper, ampliamente representada en otros sectores de la Cordillera Ibérica, queda en la hoja de Epila reducida a una escasa decena de metros. Se presenta en continuidad sedimentaria con las unidades media y superior de la Facies Muschelkalk. En algunos casos ni siquiera llega a aflorar, debido a procesos de erosión acaecidos antes de la transgresión del Lias inferior.

Dentro de la hoja de Epila, los materiales de la facies Keuper están constituidos por arcillas versicolores, abigarradas, niveles de limolitas y areniscas de grano fino, así como por yesos esporádicos y niveles centimétricos de dolomías ocre laminadas y bioturbadas. Estas características litológicas han sido reconocidas en el perfil realizado en el lugar conocido como Morteruelo. En este lugar, así como en el resto de la hoja donde aflora esta facies, existen, intercalados en la serie, cuerpos y/o *sills* de basaltos espilitizados muy alterados y de color gris oscuro a veces violáceo, contrastando con las tonalidades rojas de los sedimentos encajantes.

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, aunque en la hoja de Epila este tipo de medio se encuentra muy restringido, al ser una zona de umbral.

1.5.5.1. Basaltos alcalinos espilitizados (22). Facies Keuper. Triásico superior

Estos materiales afloran conjuntamente con la Facies Keuper, sobre todo en los cuadrantes occidentales de la hoja. Generalmente se encuentran interestratificados entre la facies mencionada y a techo de ella, bajo los términos carbonatados de la Formación Imón, presentando una buena continuidad lateral. Se muestran, generalmente, muy alterados e incluyen dentro de su masa restos de materiales, procedentes de la facies Keuper, rubefactados. Son de color

gris oscuro a violáceo, contrastando con los materiales encajantes. Presentan un débil metamorfismo de contacto y una destacada vesicularidad, así como una zonación petrográfica.

En estos materiales se diferencian tres tipos de facies petrológicas y geoquímicas (LAGO y POCOVÍ, 1984, y por LAGO, *et al.*, 1989):

- I. **Zona de borde del sill:** Corresponden a las facies de consolidación inicial; en su composición destaca: a) la formación de minerales previamente formados y arrastrados por el magma (olivino, piroxeno, plagioclasa); b) la formación de minerales y/o pasta hasta consolidarse, y c) la formación de vesículas que pueden adoptar una disposición paralela al contacto, y preferentemente en el techo de los cuerpos.
- II. **Zonas centrales:** Ocupan las posiciones internas del *sill*; su textura es dolerítica porfídica y su composición es de olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y opacos.
- III. **Diferenciado pegmatoide:** Se sitúa de forma aleatoria en las facies centrales presentándose mayor granularidad en las plagioclasas.

Se ha podido comprobar la existencia tres aspectos fundamentales, que a su vez son destacados por los autores anteriormente mencionados. Estos son: a) una variable ubicación del magmatismo en diversos dominios del área del Moncayo y hoja de Epila, con un espesor también variable; b) la presencia de un nivel conglomerático brechoide, situado por debajo de la Formación Imón (no siempre está presente), y constituido por cantos subredondeados y subangulosos de basalto espilitizado y calizas azoicas (generalmente procedentes de la facies *Muschelkalk*), y c) la ausencia de magmatismo alcalino posterior a la Formación Imón.

En cuanto al ambiente de emplazamiento de estas intrusiones, destaca la gran extensión que alcanzan las coladas, pese a su reducido número, facilitada por el carácter plástico de los depósitos encajantes.

1.5.6. Dolomías grises bien estratificadas (23). Formación Dolomías Tableadas de Imón. Triásico superior

El techo de la megasecuencia triásica, y en concreto de la facies Keuper, de toda la Cordillera Ibérica, lo constituye un paquete carbonatado, que Goy, *et al.* (1976) definieron como Formación Dolomías Tableadas de Imón.

Los materiales correspondientes a esta formación, se reconocen en la práctica totalidad de los afloramientos triásicos de la hoja de Epila, existiendo buenos cortes de ella en los alrededores del Morteruelo y a lo largo de toda la vertiente nororiental de la Sierra de Nava Alta. Se reconocen también al norte de la localidad de Arándiga, en los parajes conocidos como Peña Nigüella y Paridera de los Blanquiales. En el resto de los afloramientos triásicos, esta formación, que presenta un espesor aproximado entre los 15 y 25 m, se encuentra cubierta y/o erosionada por las brechas de base de la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña, del Lias inferior, y en ocasiones descansando sobre los materiales basálticos intercalados en la parte superior de la facies Keuper.

Desde el punto de vista litológico se reconocen dolomías grises, estratificadas en bancos y capas de mediano espesor. Con escasa frecuencia se observan laminaciones algales, así como restos de finas conchas y capas con porosidades móldicas.

Dado que su contenido fósil es muy escaso, su edad permanece incierta, aunque algunos autores (GOY, *et al.*, 1976; GOY y YÉBENES, 1977; CAPOTE, *et al.*, 1982) opinan que esta Formación podría pertenecer al Triásico superior, atribuyendo una edad Noriense a la discontinuidad situada en el techo de la Formación (YÉBENES, *et al.*, 1988).

1.6. JURÁSICO

Los materiales que constituyen las unidades y formaciones del Jurásico, afloran ampliamente en el tercio occidental de la hoja y en concreto en el gran núcleo de la estructura definida por RICHTER (1930), como «Sinclinal de Litago»-«Sinclinal de Ricla». También afloran bordeando, de forma discordante, los relieves triásicos y paleozoicos, que constituyen el extremo suroccidental de la estructura anticlinal de Tabuenca-Rodanas.

Destacan por su calidad de exposición los afloramientos de los alrededores de Ricla, así como los situados al norte de esta misma localidad, siguiendo el flanco occidental de la estructura sinclinal citada anteriormente. En estos lugares se ha podido identificar, mediante el levantamiento de perfiles estratigráficos, así como por la revisión de otros tantos, realizados y publicados por numerosos especialistas que han trabajado en esta región, las diferentes unidades y formaciones que constituyen este Sistema Geológico, y que afloran prácticamente al completo en esta hoja.

Una gran lista de autores han estudiado el Jurásico de la Cordillera Ibérica, fundamentalmente bajo los aspectos estratigráficos, sedimentológicos, paleontológicos, diagenéticos. En los últimos años ha sido prolijo el estudio de sus materiales, fundamentalmente en los aspectos de análisis secuencial de sus facies y su relación con la tectónica.

El primer autor que trabaja con unidades litoestratigráficas en la Cordillera Ibérica, aunque de manera informal, es VILLENA (1971). Sin embargo, la definición formal de las unidades litoestratigráficas del Jurásico inferior (Lias) de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica fueron establecidas por GOY, *et al.* (1976). GÓMEZ, *et al.* (1979) definieron las del Dogger y Malm en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. Las unidades y/o formaciones definidas en estos trabajos son asimilables y reconocidas en gran parte en la cartografía de la hoja de Epila.

Ultimamente, los trabajos de GOY, *et al.* (1988) sobre la bioestratigrafía del Toarciense y Aalenense de la zona de Ricla, el de FERNÁNDEZ LÓPEZ y AURELL (1988) sobre la bioestratigrafía del Bajociense y Bathoniense de Ricla, el de MELÉNDEZ y LARDIES (1988) sobre la bioestratigrafía del Calloviense y Oxfordiense de esta misma localidad, así como los trabajos de AURELL y NIEVA (1988) y los de AURELL, *et al.* (1989) y AURELL (1990, Tesis Doctoral) y BADENAS, *et al.* (1993) sobre la sedimentología del Jurásico superior de la Cordillera Ibérica Central, han sido de gran utilidad a la hora de caracterizar las diferentes unidades que aparecen en la hoja de Epila.

Los trabajos de SAN ROMÁN y AURELL (1992), AURELL, *et al.* (1992) y AURELL y SAN ROMÁN (1993) sobre la tectónica extensiva del límite Triásico-Jurásico han sido también de gran utilidad.

De todas las unidades y formaciones que se reconocen en este sector de la Cordillera Ibérica se han distinguido dentro de la hoja de Epila, las siguientes unidades cartográficas:

- **Unidad cartográfica 24:** se han agrupado en esta unidad los conjuntos y/o formaciones litoestratigráficos que constituyen las «Brechas sedimentarias y de colapso de la base del Lias y la Formación Dolomías y Carniolas de Cortes de Tajuña.
- **Unidad cartográfica 25:** se han agrupado en esta unidad las formaciones litoestratigráficas correspondientes a la Fm. Alternancias de Calizas y Dolomías de Cuevas Labradas, Fm. Margas del Cerro del Pez y Fm. Caliza Bioclástica de Barahona, todas ellas comprendidas en el intervalo de tiempo entre el Sinemuriense y el Pliensbachiense.
- **Unidad cartográfica 26:** corresponde exclusivamente a la diferenciación de la Formación de Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas.
- **Unidad cartográfica 27:** corresponde a la diferenciación conjunta de las Formaciones de Margas del Cerro del Pez y de Caliza Bioclástica de Barahona.
- **Unidad cartográfica 28:** corresponde a la Fm. Alternancias de Margas y Calizas de Turmiel.
- **Unidad cartográfica 29:** en esta unidad se ha incluido parte de la Formación Carbonatada de Chelva que incluye a su vez parte del «Miembro Informal» de la mencionada formación. Abarca edades comprendidas entre el Aalenense y el Bathoniense, ambos inclusive.
- **Unidad cartográfica 30:** en esta unidad solo se representa una parte de la Formación Carbonatada de Chelva y que corresponde con los sedimentos de edad Calloviense.
- **Unidad cartográfica 31:** Dadas las características de facies y de contenido paleontológico, se ha considerado el separar y representar como unidad cartográfica independiente la parte superior de la Formación Carbonatada de Chelva, la cual corresponde con las Capas de oolitos ferruginosos de Arroyofrío y el «Miembro» Calizas con Esponjas de Yátova, ambos incluidos en el Malm inferior y/o Oxfordiense, aunque el primero de ellos no ha sido reconocido como tal. algunos autores consideran esta unidad con rango de Formación (Fm. Yátova, AURELL, 1990).
- **Unidad cartográfica 32:** corresponde con la individualización de la Formación Margas de Sot de Chera, de edad Oxfordiense superior-Kimmeridgiense
- **Unidad cartográfica 33:** corresponde con la individualización de la Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla, de edad Kimmeridgiense medio.
- **Unidad cartográfica 34:** representa el intervalo de edad comprendido entre el Kimmeridgiense superior y el Thitónico inferior. En esta unidad se ha tenido en cuenta diferentes

formaciones litoestratigráficas incluidas dentro del denominado «Miembro Ricla» de la Fm. Torrecilla en Cameros, definido por AURELL, *et al.* (1989).

La separación de las diferentes unidades y/o formaciones del Jurásico, en esta hoja ha sido posible gracias al magnífico control morfológico y bioestratigráfico que existe de ellas. A modo de guía se presentan en la figura 1.3, las diferentes unidades litoestratigráficas de la Cordillera Ibérica y su correlación con las unidades cartografiadas dentro de la hoja de Epila.

1.6.1. Brechas sedimentarias y de colapso, dolomías y carniolas (24). Formación Carniolas de Cortes de Tajuña. Liásico inferior (Hettangiense)

Goy, *et al.* (1976), definen esta Unidad con la división de tres tramos: el tramo inferior perteneciente a la Formación Dolomías de Imón, el tramo medio lo hacen corresponder con el «Miembro de Brechas de aspecto margoso», y el tramo superior con el «Miembro Carniolas».

LARDIES, *et al.* (1987) en el estudio que realizan en la zona comprendida entre Ricla y Tarazona, reconocen los dos miembros superiores, aunque no encuentran criterios para separarlos cartográficamente. La potencia medida por estos autores, para el total de la Formación, es del orden de 35 a 65 m. Posteriormente SAN ROMÁN (1994). en su tesis doctoral, y en el perfil que este autor realiza en el río Jalón, reconoce potencias cercanas a los 400 m.

Anteriormente a estos especialistas, VILLENA (1971) y VILLENA, *et al.* (1972) observan cómo la base del Liás, en la región de Ricla, está constituida por unas brechas que descansan discordante e indistintamente sobre diferentes unidades del Triásico. Por otra parte, estos mismos autores, en la región de Belchite encuentran que estas brechas pasan lateralmente a niveles de anhidritas.

Siguiendo los trabajos de SAN ROMÁN y AURELL (1992), AURELL, *et al.* (1992) y SAN ROMÁN (1994), así como los reconocimientos realizados en campo, para la elaboración de esta hoja, se han observado dentro de esta unidad cartográfica y/o Formación, las siguientes litofacies: Hacia la base de la Formación en contacto discordante sobre diferentes unidades subyacentes, y en puntos situados en el Norte y Este de la localidad de Arándiga, así como al Este y Norte de la ermita de Rodanas, se encuentran brechas y ruditas de aspecto caótico, generalmente muy mal clasificadas y constituidas en parte, por cantos carbonáticos angulosos, empastados en una matriz carbonática de granulometría muy gruesa (tamaño arena). La procedencia de los clastos es variada, siendo fundamentalmente de la facies Muschelkalk y de la Fm. Imón. También se reconocen localmente cantos de procedencia paleozoica (cuarcitas) y basaltos (Coladas basálticas triásicas).

Sin embargo, la mayor parte de los intraclastos que constituyen esta brecha se encuentran formados por calizas de textura *mudstone* y dolomías con laminaciones algales, que obedecen a sedimentos depositados en medios marinos someros. Este tipo de brechas se interpreta como de procedencia de la propia plataforma liásica, como consecuencia de la tectónica sin-sedimentaria existente, así como del desmantelamiento de los bloques emergidos (triásicos y paleozoicos), como consecuencia de una etapa tectónica extensiva, que tuvo lugar a partir y durante el depósito de la unidad basal del Jurásico.

		UNIDADES	LITOSTRATIGRAFICAS	UC. HOJA DE EPILA	
IRAS. - JURASICO SUPERIOR	OXFORDIENSE - KIMMERIDGIENSE		Fm. Calizas con oncolitos de Higueruelas	GRUPO TURIA	34
			Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla		33
			Fm. Margas de Sol de Chera		32
			Mb. Calizas con esponjas de Yataya Capa de oncolitos ferruginosos de Arroyafria		31
			"parte media" (informal) de la Fm. Carbonatada de Chelva		30
JURASICO MEDIO	BAJOCIENSE - BATH. (CALL)		Oolites ferruginosos y/o fosfáticos	GRUPO ADLANQUEJO	29
			Mb. Calizas nodulosas de Casinos		
			Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel		
JURASICO INFERIOR	TOARCEN. (M) / BAJOCIENSE - PLEIENSA		Fm. Calizas bioclásticas de Barahona	GRUPO REMALES	27
			Fm. Margas grises del Cerro del Pozo		
			Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas		
IRAS. - JURASICO INFERIOR	METT (?) - SINENUR - PLEIENSA		Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña	GRUPO REMALES	26
			Fm. Dolomías tableadas de Imon		
			KEUPER		
					25
					24

Figura 1.3. Cuadro de las unidades litoestratigráficas del Jurásico de la Cordillera Ibérica, según GÓMEZ, et al. (1979) y su correlación con las unidades cartográficas en la hoja de Epila.

En discordancia sobre unidades triásicas y formaciones paleozoica, cuando no apoyado concordantemente sobre el tramo anteriormente descrito, aparece un segundo tramo dentro de la hoja, el cual, se encuentra constituido por una facies de dolomías masivas oquerosas (carniolas), que localmente contienen clastos carbonáticos con laminaciones algales que evidencian condiciones someras en su depósito. A su vez se puede comprobar la presencia de moldes de evaporitas. El origen de esta facies ha sido relacionado con la existencia de una disolución de las evaporitas por circulación de aguas poco salobres y una posterior brechificación por colapso de los depósitos carbonáticos.

El techo de la Fm. lo constituye un tramo de dolomías tableadas, estratificadas en capas de mediano espesor y bancos métricos. Estas dolomías muestran laminaciones algales y niveles de brechas de cantos planos, que en conjunto evidencian una sedimentación en medios someros e incluso intermareales. Esta facies sirve de tránsito gradual a la Fm. Alternacias de calizas y dolomías de Cuevas Labradas.

El mayor desarrollo de la unidad, dentro de la hoja, se encuentra en el cuadrante suroccidental, conformando los relieves de las sierras de Arándiga y la parte sur de la hoja coincidiendo con el valle del río Jalón. El espesor aproximado de la unidad en esta región se puede calcular superior a los 400 m e incluso cercano a los 500 m.

La nula y/o escasa existencia de fósiles, conlleva a que su situación cronoestratigráfica se realice por posición relativa, tomando como referencia a las unidades y/o formaciones infra- y suprayacentes, estas últimas con mejor registro paleontológico. Por lo cual, la edad asignada a esta Fm. es la de Hettangiense.

1.6.2. Calizas, margas verdes y calizas bioclásticas a techo (25). Calizas tableadas (26). Formación Cuevas Labradas. Margas verdes y calizas bioclásticas (27). Fms. Margas del Cerro del Pez y Caliza Bioclástica de Barahona. Liásico inferior (Sinemuriense-Pliensbachiense)

Sobre la unidad y/o Formación de Carniolas de Cortes de Tajuña, se dispone dentro de la hoja, un conjunto carbonatado, de espesor variable y siempre superior al centenar de metros, bien estratificado, en capas de espesor generalmente decimétrico, que a techo presenta intercalaciones margosas de tonalidades verdosas en cuyo seno se intercalan niveles de calizas bioclásticas (25), haciéndose estas últimas, dominantes en la parte superior de la unidad.

Desde el punto de vista cartográfico, esta unidad se ha podido separar en algunos puntos de la hoja, en dos unidades claramente diferenciables, que se han hecho corresponder con la unidad inferior netamente carbonatada (26), y la unidad superior constituida por margas verdes con niveles bioclásticos intercalados y calizas bioclásticas a techo (27). Estas unidades, equivalen, desde el punto de vista litoestratigráfico, a las formaciones que Goy, *et al.* (1976) definieron en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, como Formación «Alternancias de Calizas y Dolomías de Cuevas Labradas» (26) y Formaciones de «Margas del Cerro del Pez» y «Caliza Bioclástica de Barahona» (27). La separación cartográfica de las dos últimas formaciones no ha sido posible realizarla dentro de la hoja de Epila, por lo que se ha considerado como una sola unidad cartográfica.

LARDIES, *et al.* (1987), en el sector donde se ubica la hoja de Epila, reconocen estas formaciones, aunque dentro de él, la primera de las cuales, se encontraría constituida por calizas exclusivamente. Este hecho ha sido comprobado y confirmado en la realización cartográfica de la hoja, por los autores de la misma.

Desde el punto de vista litológico, la Unidad 26 se encuentra constituida por calizas bien estratificadas, en capas generalmente de mediano espesor y de orden métrico en las cercanías de la base e incluso en sus tramos medios. Su coloración es gris oscura con tonalidades rojizas, estas más abundantes en la parte superior de la unidad y coincidiendo con los niveles ferruginizados que se encuentra en ella. Se presentan en cuerpos con laminaciones paralelas, tapices algales y estromatolíticos. También aparecen barras con estratificaciones cruzadas. Son frecuentes las costras ferruginosas en la parte superior de la unidad, así como la acumulación de bioclastos, todo ello atribuido a superficies de *hardground*.

Esta unidad se reconoce con facilidad en afloramientos situados en el N, E y SE de Rodanas, así como a todo lo largo del «Sinclinal de Litago». También se pueden apreciar magníficos afloramientos en la vecina hoja de La Almunia de doña Godina, en concreto en los taludes de la nueva autovía Madrid-Zaragoza.

El espesor observado en las cercanías de la localidad de Ricla y valle del río Jalón es del orden de los 160 m, contados a partir de los primeros niveles tableados que aparecen sobre la Formación de «Cortes de Tajuña» y cuyo techo de la unidad cartográfica estaría situado bajo los primeros niveles margosos y niveles de acumulación bioclástica, en los que se reconocen braquiópodos, pectínidos, ammonites y ostreidos.

La edad atribuida a esta unidad y/o Formación es la de Sinemuriense-Pliensbachiense?, en función de su posición estratigráfica a nivel regional.

La Unidad 27, equivalente al conjunto de las formaciones litoestratigráficas «Margas del Cerro del Pez» y «Caliza Bioclástica de Barahona», se desarrolla a partir del *hardground* de la unidad y/o Formación infrayacente.

En el corte realizado en la trinchera del ferrocarril Madrid-Zaragoza, al O. de la localidad de Ricla y en el límite con la hoja de La Almunia de doña Godina, se ha distinguido un primer tramo de alternancias de calizas de textura *mudstone* y margas grises, en niveles centimétricos, a las que le sigue un conjunto de unos 16 m de margas grises oscuras, calcáreas y esquistosadas, con alternancias de calizas *mudstones* y margocalizas nodulosas. Se reconocen formas de braquiópodos, pectínidos y pequeños ammonites. El espesor total de la unidad es del orden de los 18 a 20 m.

En el aspecto sedimentológico este tramo inferior, de la unidad que aquí se describe, corresponde a facies depositadas en medios de *lagoon* restringido.

Por encima de esta unidad margosa y en continuidad sedimentaria aparece un conjunto eminentemente bioclástico, constituido por 6 m basales de calizas bioclásticas grises. Se encuentra estratificadas en capas de pequeño a mediano espesor y texturalmente constituidas por secuencias estratocrecientes de tipo *wackestone-packstone* de bioclastos, con techos ondulados y muy

bioturbados. Le sigue un tramo de unos 14 m de alternancias de calizas bioclásticas y margas grises, todo ello muy bioturbado, con la presencia de braquiópodos, pectínidos, etc. El techo de los cuerpos bioclásticos presenta superficies de encostramiento y óxidos de hierro.

El techo de la Unidad 27 lo constituye una barra bioclástica de unos 6 m de potencia, en la que internamente existen juntas margosas muy ricas en belemnites y algún que otro ammonites. La parte superior de la barra lo constituye una superficie ferruginizada y muy bioturbada.

Sedimentológicamente, este tramo superior pueden interpretarse como facies de alta energía, probablemente correspondientes a *shoals* de cierre de *lagoon*.

Respecto a la cronoestratigrafía de la Unidad 27, esta se sitúa dentro del Plienbachense s.l., aunque autores como LARDIES (1987) precisan más la edad situándola entre el Carixiense superior y Domeriense.

Afloramientos significativos de esta unidad se encuentran en lo alto de la Sierra de Nava Alta, al O de la hoja y en la parte septentrional de las alineaciones de la Sierra de Arándiga, aunque en este último lugar se encuentran fuertemente tectonizados.

1.6.3. Alternancias de margas y calizas nodulosas. (28). Formación Margas y Calizas de Turmiel. Toarciense

El área donde se ubica la hoja de Epila, y en concreto los afloramientos de Ricla pertenecientes a la Fm. que se reseña en el encabezamiento de este apartado, constituye una zona clave para el estudio de la bioestratigrafía del Toarciense, debido a la riqueza en especies fósiles de ammonites y a sus magníficos afloramientos.

Se ha seguido con detalle el trabajo de Goy, *et al.* (1988), realizado en la parte NO de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, y en concreto el perfil levantado en la trinchera del ferrocarril Madrid-Zaragoza, a partir del punto kilométrico 266,5 y en continuación sedimentaria con la unidad anterior.

En este lugar los materiales correspondientes a esta formación, se encuentran constituidos por una alternancia rítmica y homogénea de margas y calizas. Entre las calizas que constituyen esta formación, destacan de forma generalizada los *mudstones* grumelares, con escaso contenido en fragmentos de conchas. Hacia la parte inferior se encuentran niveles de *wackestones* con bioclastos de lamelibránquios, gasterópodos, braquiópodos y foraminíferos fundamentalmente. Aproximadamente la mitad superior de la formación se encuentra constituida por una mayor presencia de los niveles carbonáticos en detrimento de los margosos. Sin embargo la característica o el aspecto bioestratigráfico fundamental de la formación, es su contenido en formas de ammonites, mucho más abundantes en la parte superior de esta, en donde los autores mencionados con anterioridad realizan una exhaustiva recogida y clasificación de los mismos.

Sería largo y tendido el enumerar la cantidad de especies de ammonites que, los autores reseñados en el comienzo del apartado, citan en su trabajo. No obstante, caracterizan, mediante

una exhaustiva recolección, seis zonas que corresponden de muro a techo con: zona *Tenuicostatun* (*Eodactylites simplex*); zona *Serpentinus* (*Harpoceeratoides alternatus*); zona *Variabilis* (*Haugia variabilis*); zona *Thouarsense* (*Pseudogrammoceras bingmanni*); zona *Pseudoradiosa* (*Dumortieria levesquei*) y zona *Aalensis* (*Pleydellia mactra*). El límite inferior del Toarciense se hace coincidir con el primer registro de *Eodactylites*. El límite superior y paso al Aaleniense se sitúa con la aparición de la zona *Opalium* y *Murchisonae*.

En muestras recogidas, tanto en el perfil de la trinchera del ferrocarril como en afloramientos cercanos a éste, se ha podido reconocer especies micropaleontológicas que caracterizan el Toarciense s.l. Las más representativas son: *Citharina subaequilateralis* (TERQUEN), *Dentalina torta* TERQUEN, *Lenticulina toarcense* PAYARD y *Nodosaria fontinensis* TERQUEN, junto con ostrácodos, gasterópodos y bivalvos.

El espesor de la formación y/o unidad en este lugar en donde se han reconocido, es de unos 70 m. Este espesor varía muy poco a lo largo de todos los afloramientos observados en la hoja de Epila, destacando los de la parte septentrional de la Sierra de Arándiga, en el núcleo del «Sinclinal de Ricla».

Sedimentológicamente, estos materiales corresponden a facies de plataforma externa carbonatada, relativamente bien oxigenada sobre todo en su parte inferior dado la abundancia de especies bentónicas, y poco oxigenada en su parte superior, coincidiendo con la casi desaparición de estas especies.

1.6.4. Calizas micríticas y biomicritas en la base. Calizas de espongiarios, biomicritas y margas interestratificadas a techo (29). Formación Carbonatada de Chelva. Dogger (Aaleniense-Bathoniense)

Esta unidad cartográfica, representada en la hoja de Epila, no incluye la totalidad de la Formación carbonatada de Chelva definida por GÓMEZ, *et al.* (1979); en el Sector Levantino de la Cordillera Ibérica, dado que se ha diferenciado como unidad independiente los materiales carbonáticos de edad Calloviense (Unidad 30), así como los de edad Oxfordiense (Unidad 31), como se indica en la figura 1.3.

Dos son los tramos que se han diferenciado dentro de la unidad 29 en el contexto de la hoja. El primero de ellos correspondiente al Aaleniense (dos metros de espesor) y el segundo y más potente al Bajociense-Bathoniense (entre 100 y 110 metros).

La base de la unidad, correspondiente a los materiales carbonatados de edad Aaleniense, muestran en el perfil realizado en la trinchera del ferrocarril (anteriormente citado) y sobre la formación Turmiel, un espesor de uno a dos metros aproximadamente. Se encuentran constituidos litológicamente por una alternancia de calizas *mudstones* y *wackestones* gris oscuras, ricas en materia orgánica y escaso contenido en bioclastos. La estratificación es ligeramente irregular con planos ondulados, lo que confiere a este tramo un aspecto noduloso, siendo equivalente y correlacionable con el «Miembro Calizas nodulosas de Casinos», definido por GÓMEZ, *et al.* (1979). El techo del tramo se caracteriza por la presencia de superficies de *hard-ground*. En los escasos dos metros de potencia se puede comprobar la existencia de niveles

de removilización, más abundantes en la parte superior. También presentan una abundancia de conchas, ammonites y otros géneros resedimentados.

La caracterización bioestratigráfica del Aalenense se realiza, en este sector (Goy, *et al.*, 1988), mediante el reconocimiento de especies de ammonites pertenecientes a la zona *Opalium* (está limitada por dos discontinuidades), a cuyo techo se caracteriza la zona *Murchisonae*. Por otra parte, y en muestras recogidas en el perfil señalado con anterioridad, se ha caracterizado una asociación micropaleontológica constituida por: *Lenticulina gottengensis* (BORNENMAMM), *Lagena ex. gr globosa*, junto a otros foraminíferos, restos de gasterópodos y equinodermos.

El segundo tramo y grueso de la unidad, corresponde con los materiales de edad Bajociense-Bathonense, los cuales se encuentran depositados a partir del *hardground* existente a techo del tramo anterior (Aalenense). FERNÁNDEZ LÓPEZ y AURELL (1988) caracterizan bioestratigráfica y sedimentológicamente estos materiales en el oeste de la localidad de Ricla. En las proximidades del cauce del Río Jalón, estos autores levantan dos perfiles que han servido de guía para la caracterización cartográfica de este segundo tramo en el contexto de la hoja de Epila. También ha sido reconocido a todo lo largo del «Sinclinal de Litago» y en afloramientos aislados de la depresión central de la hoja.

La base del tramo, corresponde con el Bajociense inferior y, comienza con calizas micríticas y biomicritas, estratificadas en capas de 10 a 20 cm, con superficies irregulares y discontinuas que dan aspecto noduloso y ondulado. Las calizas micríticas corresponden a *mudstones* con escaso contenido en formas fósiles, con frecuentes estructuras de bioturbación. Existen intercalaciones de niveles margosos que conjuntamente forman secuencias estratocrecientes de marga-caliza, entre 20 y 40 cm de espesor. Por lo que se refiere a las biomicritas, corresponden a *wackestones* de bioclastos, en capas continuas, de bases planas, cuya potencia puede oscilar entre 20 y 80 cm, con abundantes fósiles, de entre los cuales destacan esponjas silíceas calcificadas, equínidos, braquiópodos, foraminíferos y sobre todo filamentos. Todo este conjunto fosilífero suele ser muy abundante en el techo de las capas, siendo frecuente los niveles de removilización (*packstone* bioclásticos). Las estructuras de bioturbación más típicas, son del tipo *Zoophycos*. Petrológicamente, son biomicritas con matriz micrítica peletoidal, con algún contenido en granos de cuarzo y micas. El espesor que se le calcula a este tramo de la unidad es del orden de unos 7 a 8 m.

Estas dos facies se encuentran por lo general asociadas, y forman secuencias negativas grano y estratocrecientes de calizas *mudstones* en la base y calizas *wackestones* en el techo (Figura 1.4.a).

Desde el punto de vista bioestratigráfico, FERNÁNDEZ LÓPEZ y AURELL (1988), señalan para la parte inferior de este tramo, de edad Bajociense inferior, la existencia de tres Biozonas de ammonites, que hacen corresponder con las: Biozonas *Discites*, *Laeviuscula* y *Sauzei*, respectivamente. La primera de ellas se define a partir de la presencia de elementos resedimentados de *Hyperlioceras* y *Trilobiticeras*. La segunda biozona se caracteriza con la presencia de ammonites reelaborados de los grupos *Sonninia* y *Pelekodites*. Por último en la Biozona *Sauzei*, cabe destacar la presencia de ejemplares de la especie *Papilliceras gr. mesacanthum*. Estas biozonas, así como las especies que las fundamentan, caracteriza el Bajociense inferior de la unidad, tanto en la hoja de Epila como en el área y regiones de alrededor.

La sedimentación de los materiales que corresponden a estas biozonas, se llevó a cabo en una plataforma somera, protegidas y de escasa agitación. En general responden a secuencias de somerización que localmente pudieran estar emergidas. La presencia de niveles de *wackestones* e incluso *packstones* bioclásticos en el techo de alguna secuencia indica incrementos en la energía del medio.

Es en la parte superior, que constituye el Bajociense inferior de la zona, donde se ha realizado la comprobación de los perfiles que FERNÁNDEZ LÓPEZ y AURELL (1988) señalan en su publicación, así como en el resto de los afloramientos de la hoja, se encuentra formado por calizas biomicríticas duras, estratificadas en capas y bancos gruesos, de bases planas y cuyos espesores oscilan entre 10 y 80 cm. Dan un resalte morfológico característico. Estos bancos y capas se ordenan en secuencias estratocrecientes, a techo de las cuales es o son frecuentes niveles de removilización (Figura 1.4.b), donde es posible reconocer restos de braquiópodos, lamelibranquios, belemnites, crinoideos, espongiarios y ammonites.

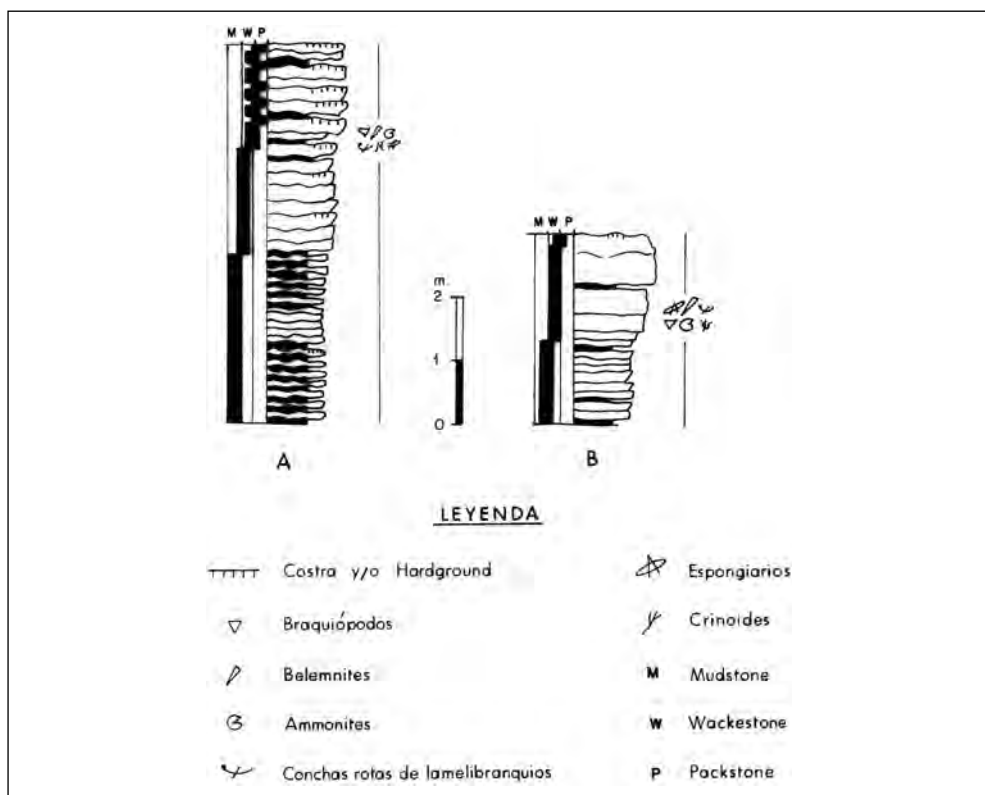


Figura 1.4. Secuencias negativas en los materiales del Aalenense y Bajociense inferior, en la zona de Ricla. Según FERNÁNDEZ LÓPEZ y AURELL (1988): a) corresponden a las secuencias que constituyen el Aalenense y la parte baja del Bajociense inferior Biozonas (*Discites*, *Laeviuscula* y *Sauzei*); b) corresponde a las secuencias que constituyen el tramo superior del Bajociense inferior (Biozona *Humphriesianum*).

Al igual que con el tramo anterior las estructuras de bioturbación son frecuentes (*Zoophycos*). El espesor medido en el perfil cercano al río Jalón es de unos 12 a 15 m.

Bioestratigráficamente esta parte superior del Bajociense inferior, se caracteriza por la aparición de ammonites de la Biozona *Humphriesianum* (formas resedimentadas de *Estefanocerátidos*). El límite con la Biozona *Sauzei* está reflejado por una superficie de removilización con señales de bioerosión, que representa una discontinuidad regional en toda la Cordillera Ibérica (FERNÁNDEZ LÓPEZ, 1985).

Los materiales que constituyen esta parte superior del tramo se caracterizan desde el punto de vista sedimentológico por presentar secuencias de somerización grano y estratocrecientes, formadas dentro de un medio de plataforma marina restringida de baja energía.

El Bajociense superior de la hoja y de los perfiles revisados en las proximidades del río Jalón, se caracteriza por presentar dos tramos distintos, en los que se aprecian diferencias en aspectos tales; como el litológico, morfológico y bioestratigráfico. La parte basal, por lo general, se encuentra cubierta por derrubios, estos procedentes de los materiales próximos que constituye el resalte morfológico de las calizas de esta parte, siendo su espesor del orden de 20 a 30 m.

En los escasos afloramientos en los que se puede describir esta parte basal del Bajociense superior, se aprecian alternancias de calizas micríticas y biomicritas en capas de 10 a 20 cm de espesor, con bases onduladas e intercalaciones margosas. Las estructuras de bioturbación son abundantes (*zoophycos*). Se encuentran restos de fósiles, en general resedimentados, responden a géneros de lamelibranchios, espongiarios, braquiópodos, belemnites y ammonites. El techo del Bajociense superior lo constituye un paquete de unos dos a cuatro metros de calizas finas, biomicríticas, con restos de espongiarios y filamentos de bivalvos, estratificadas en capas de 10 a 20 cm, con interestratos margosos, y entre las que se intercalan dos niveles con montículos (*mounds*) de espongiarios, de hasta un metro de espesor. La morfología de estos montículos responde a diferentes cuerpos de biohermos, desde masivos y simples, hasta estratificados y complejos. En cada biohermo se puede comprobar su posición de crecimiento, así como tapices algales cubriendo la copa de estos cuerpos.

Desde el punto de vista textural, las calizas de la parte inferior se presentan en secuencias *mudstones-wackestone* de filamentos, con matriz micrítica peletoidal, bioturbada y con algún grano de cuarzo. Estas secuencias se asocian a sedimentos margosos laminados y en conjunto presentan secuencias elementales marga-caliza. Sedimentológicamente el depósito que constituye la parte inferior de este tramo se llevó a cabo dentro de una plataforma carbonatada poco profunda y de escasa agitación. Las secuencias marga-caliza representan los términos más distales de esta plataforma. Respecto a las condiciones sedimentológicas del paquete de biohermos (parte superior), responden a bioconstrucciones desarrolladas por el efecto pantalla (*bafflestone*) y aglutinadas por algas (*bindstone*), entre los cuales se desarrollan depósitos asociados *intermounds* de textura micrítica, ricos en bioclastos y que pueden ser considerados como calizas tipo *wackestone* de bioclastos.

Las especies encontradas de ammonites, reseñadas en las columnas estratigráficas, adjuntas en la documentación complementaria, muestran la existencia de dos Biozonas características del Bajociense inferior; la Biozona *Niortense* y *Garantiana* y la *Garantiana* p.p. FERNÁNDEZ LÓPEZ

y AURELL (1988), enuncian una larga lista de especies de la segunda Biozona, entre las que destacan géneros de las familias *Leptophinctinae*, *Oppeliinae*, *Cadomitinae*, *Lissoceratinae*, etc., que caracterizan la edad mencionada.

La parte alta del Bajociense superior, de fuerte resalte morfológico, se encuentra constituido por alternancias de calizas micríticas, bioclásticas y peletoidales, estratificadas en capas y bancos gruesos de gran continuidad lateral y de espesores cercanos al metro, con superficies de estratificación oblicuas o de muy bajo ángulo. Presentan, en la mayoría de los niveles, una fuerte bioturbación debida a estructuras del tipo *zoophycos*. El espesor de esta parte, del Bajociense superior, ronda los 20 a 22 metros en la zona cercana al río Jalón, y algo más de los 25 m al NO de El Cabezo Redondo, en el núcleo del «Sinclinal de Ricla».

Texturalmente las calizas corresponden a *wackestones-packstones* bioclásticos en los que se distinguen filamentos, restos de pectínidos, espículas de esponjas silíceas, ammonites, belemnites e intraclastos. La matriz es escasa y de naturaleza micrítica.

En el aspecto sedimentológico, estos materiales se disponen localmente en secuencias estrato y granocrecientes, así como en secuencias negativas estratodecipientes, con bases ligeramente canaliformes. En ambos casos los límites de las secuencias están separados por niveles margosos. Sus características sedimentológicas son indicativas de medios marinos de alta energía.

Desde el punto de vista paleontológico destacan las asociaciones de ammonites encontradas por FERNÁNDEZ LÓPEZ y AURELL (1988), los cuales señalan, para este tramo del Bajociense superior, una serie de especímenes que incluyen dentro de la Biozona *Parkinsoni*, de entre las cuales cabe resaltar: *Hlaliceras tetragonum* y *Lissoceras psilodiscum* en su parte más baja, así como *Parkinsonia bomfordi*, *Planisphinctes planilobus* y *Nodiferites rugosus*, en niveles más altos. Todos ellos caracterizan la edad citada con anterioridad.

El tránsito al Bathoniense se realiza dentro de un conjunto alternante de calizas micríticas y margas de tonalidades grises y en ocasiones violáceas, de aspecto noduloso en algunos niveles y con superficies de removilización en el techo de los niveles calizos, dentro de las cuales se ha podido reconocer, en muestras recogidas en las proximidades de la estación abandonada de Calatorao, asociaciones micropaleontológicas constituidas por: *Spirillina tenuissima* GUMBEL, *Epistomina conica* TERQUEM, *Conorboides paulus* PAZDRO, *Dentalina subplana* TERQUEM, *Lenticulina muensteri* (ROEMER) y *Lagenammia ex gr. difflugiformis* (BRADY), junto con restos de equinidos y espículas de esponjas. El conjunto caracteriza el tránsito del Bajociense al Bathoniense.

En el techo de la Unidad 29 se dispone un paquete carbonatado constituido por algo más de 20 m de espesor de calizas estratificadas en bancos de mediano y grueso espesor, sobrepasando en ocasiones el metro y medio de potencia. La continuidad lateral de los bancos es notoria, intercalándose entre ellos finos niveles margosos y las estructuras de bioturbación son abundantes. Las calizas responden a biomicritas con peloides y restos de esponjas y texturalmente dominan los *packstones* de peloides. Se trata de facies de escasa matriz micrítica y cemento esparítico, constituyéndose en bancos continuos de potencia variable y en secuencias estratocrecientes, si bien localmente se observan secuencias estratodecipientes. Estas facies son depositadas en un medio marino, marginal somero, de baja a media energía, en donde se desarrollan secuencias de somerización.

Por encima de este paquete netamente calcáreo, y en tránsito a la Unidad 30 (Calloviense), se dispone una sucesión monótona de unos 15 metros de espesor de alternancias de calizas y margas laminadas, de tonalidades oscuras, en capas de 10 a 30 cm de espesor, con superficies de estratificación planas y onduladas, y que en la mayoría de los afloramientos se encuentran cubiertas.

En el aspecto bioestratigráfico cabe destacar la abundancia de especímenes de ammonites que han sido clasificados y publicados en el trabajo de FERNÁNDEZ LÓPEZ y AURELL (1988). La práctica totalidad de los ejemplares clasificados corresponden a la Biozona *Zigzag*, que caracterizan el Bathoniense inferior y parte del superior.

La Unidad 29, que constituye gran parte de la Formación carbonatada de Chelva, presenta en líneas generales los siguientes aspectos sedimentológicos: Dominio de los ambientes de plataforma marina restringida durante el Bajociense inferior. Condiciones de mar abierto durante el Bajociense superior, en la que proliferan las faunas pelágicas, siendo la salinidad normal y desarrollándose secuencias distales (marga-caliza). Estas condiciones quedan interrumpidas por una somerización caracterizada por la escasez en la tasa de sedimentación y la colonización de organismos bioconstructores (*Mounds* de espongiarios). Por último, y durante el Bathoniense inferior la sedimentación se llevó a cabo en llanuras submareales someras, de carácter restringido, pero con una mayor tasa en la sedimentación.

1.6.5. Alternancia de calizas y margas negras. (30). Techo de la «Parte Media» de la Formación Carbonatada de Chelva. Dogger. Calloviense

Los materiales de edad Calloviense, que se encuentra en continuidad sedimentaria con la Unidad anterior, afloran en numerosos puntos de la hoja de Epila, en concreto sus mejores afloramientos se sitúan a lo largo de la zona comprendida entre Los Costados (O de Ricla) y el Alto del Coscojo, siguiendo la alineación occidental de la estructura del «Sinclinal de Ricla».

Se han reconocido en campo numerosos afloramientos y perfiles, de estos últimos, es importante destacar el que realizaron MELÉNDEZ y LARDIES (1988) en el lugar conocido popularmente como *Basurero*, al E de Los Costados. En este lugar el Calloviense se encuentra constituido en general, por unos 80 m, aproximadamente, de una alternancia monótona de calizas y margas negras, siendo las margas algo más dominantes en la parte media de la serie.

La parte inferior de la serie, se encuentra constituida por 24 a 25 m de secuencias de orden decimétrico de margas o margocalizas y calizas *mudstones a wackestones*, generalmente bioclásticas y bioturbadas. Se reconocen niveles con techos retocados por el oleaje (*hummocky*) y cuerpos cuya geometría puede ser interpretada como generada por corrientes de flujo.

La parte media de la serie se caracteriza por presentar un mayor predominio de los tramos margosos, entre los que se intercalan cuerpos de calizas de tipo *mudstones a wackestones* muy bioturbadas. Se organizan en secuencias marga-caliza. El espesor medido en el lugar citado anteriormente es de unos 37 a 38 m.

La parte superior de la serie se caracteriza por presentar dos tramos claramente diferenciales. Un tramo inferior, de unos 6 a 7 m, constituido por alternancias regulares de margas y

calizas, de similares características petrológicas a las de las partes inferior y media de la serie. En este tramo se reconocen cuerpos con estratificación sigmoidal. Y un tramo superior, de unos 9 m de potencia, el cual se encuentra limitado en su techo por una fuerte discontinuidad estratigráfica, sobre el que se depositan los materiales pertenecientes al Oxfordiense y en concreto los que corresponden al «Miembro de Calizas con esponjas de Yátova». Este tramo se encuentra constituido por calizas tableadas en bancos regulares y con superficies onduladas. Petrológicamente corresponden a *mudstones* y *wackestones* bioclásticos con limo arenosos. Estas calizas se encuentran separadas por interestratos de margas lajosas.

Los materiales que constituyen esta serie Calloviense se encuentran constituidas fundamentalmente por secuencias marga-caliza, las cuales presentan a techo superficies de interrupción e interpretables como secuencias de colmatación depositadas en ambientes de plataforma abierta, relativamente homogénea y subsidente.

La caracterización del Calloviense, desde el punto de vista bioestratigráfico, lo realizan MELÉNDEZ y LARDIES (1988) mediante una exhaustiva recogida y clasificación de especies de ammonites. En su publicación se presenta una larga lista de géneros y especies de esta fauna. De toda ella destacan los ejemplares encontrados en la parte inferior de la serie y que corresponden con la Biozona *Macrocephalus* (*Homoeoplanulites aff. petittclerci*), que data el Calloviense inferior, así como en la parte media donde reconocen en la Biozona *Anceps* la presencia de ejemplares de *Hecticoceras* (*Chanasia*) *hartmanni*, que caracterizan el Calloviense medio. El Calloviense superior, y en concreto los términos más altos se reconocen elementos de la Biozona *Athleta* y en concreto especies como *Peltoceras cf trifidum*. Todas estas especies caracterizan de forma general el Calloviense.

1.6.6. Calizas negras y grises con esponjas (31). «Miembro Calizas con esponjas de Yátova». Formación carbonatada de Chelva. Malm. Oxfordiense medio-superior

Esta Unidad, de naturaleza fundamentalmente carbonática, es característica en toda la Cordillera Ibérica, a la cual en bibliografía se la ha denominado como «Miembro de calizas con esponjas de Yátova» y perteneciente a su vez al techo o parte superior de la Formación Carbonatada de Chelva (GÓMEZ, *et al.*, 1979). Dadas sus características litológicas específicas, su espesor y el hecho de que se encuentre limitado por discontinuidades regionales, esta unidad constituye un nivel cartográfico muy característico, que ha sido elevado al rango de Formación en trabajos más recientes (AURELL, 1990).

Los materiales pertenecientes al Oxfordiense de la hoja de Epila, se presentan en pequeños afloramientos, con evidentes resaltes morfológicos y espesores no superiores a la quincena de metros. De los afloramientos y perfiles reconocidos, destacan los situados a unos 300 metros al O de la localidad de Ricla, por el camino que discurre paralelo al cauce del río Jalón, y el situado entre los lugares conocidos como Las Covechuelas y El Cabezo Redondo. Ambos situados en el flanco occidental de la estructura «Sinclinal de Ricla».

En estos puntos el Calloviense superior termina en un banco de caliza, en el que por encima de una superficie irregular, perforada y ferruginosa, que delimita una serie de «cavidades», se localiza un nivel de removilización con abundantes fósiles reelaborados, tanto del Calloviense

como del Oxfordiense. Este nivel ha sido objeto de detallados estudios estratigráficos y sedimentológicos, entre los que pueden citarse: MELÉNDEZ, G. y BROCHWICZ-LEWINSKI (1983); MELÉNDEZ, G. (1989); MELÉNDEZ, *et al.* (1990); FONTANA (1990); AURELL, *et al.* (1994), y RAMAJO y AURELL (1997).

Por encima aparece un conjunto de calizas grises y negras, con interestratos de margas lajosas, con abundante contenido fosilífero, hecho constatado a partir del estudio de diferentes muestras recogidas. El estudio micropaleontológico de dichas muestras ha permitido comprobar la existencia de foraminíferos planctónicos y bentónicos (*Pseudonodosaria sp*, *Lenticulina sp*, *Globuligerina sp*, etc.), ostrácodos, bivalvos, gasterópodos, espículas de esponjas silíceas, así como crinoideos, ammonites, braquiópodos, lamelibranquios, belemnites y equinidos (Figura 1.5a). Petrológica y sedimentológicamente, estos materiales se encuentran formados por secuencias de calizas *wackestone-packstone* de bioclastos y fósiles. Las esponjas, principal componente de la unidad, se disponen en cuerpos estratificados, y puntualmente formando montículos de escaso desarrollo vertical.

Este conjunto carbonatado y fosilífero, reúne en su seno un alto contenido en especies de ammonites, todas ellas caracterizan el Oxfordiense medio. De ellas destacan la presencia de especies de la Biozonas *Transversarium* y *Bifurcatus*, con una gran lista de ejemplares expuesta en el corte adjunto a la documentación complementaria de esta hoja y en los trabajos de, MELÉNDEZ, *et al.* (1990), MELÉNDEZ y LARDIES (1988) y FONTANA (1990).

El techo se caracteriza por presentar, en secuencias transicionales al Kimmeridgiense una alternancia regular de margas y margocalizas negras hojosas, de carácter más o menos limoso, con restos de espongiarios, y pertenecientes a la base de la Formación Margas de Sot de Chera, de edad Oxfordiense superior. Este conjunto presenta en el afloramiento cercano a Ricla un espesor de unos 9 m. Las calizas constituyen petrológicamente niveles de *wackestones* a *packstones* bioclásticos y de fósiles, con una fuerte biotubación interna.

En el trabajo de MELÉNDEZ, *et al.* (1990), se cita un gran número de especies de ammonites que caracterizan el Oxfordiense superior.

En el aspecto sedimentológico los materiales pertenecientes al Oxfordiense medio se depositan en una plataforma muy homogénea, rampa y/o llanura submareal carbonatada donde proliferan los espongiarios, y otros grupos de organismos, conviviendo en un régimen de alta energía, que generalmente no permite la bioconstrucción de estos organismos, cuando las condiciones ambientales cambian se puede producir, puntualmente, la formación de montículos de espesor decimétrico dentro de la serie, esto sucede hacia finales del Oxfordiense medio. El incremento de la sedimentación margosa, se debe a ambientes de plataforma submareal restringida, con escasa colonización de sus fondos, y con aportes bioclásticos de zonas más externas.

1.6.7. Margas, calizas bioclásticas y margas arenosas (32). Formación Margas de Sot de Chera. Malm. Oxfordiense superior-Kimmeridgiense s.l.

A nivel de Cordillera Ibérica, el paso del Oxfordiense al Kimmeridgiense se realiza dentro de la Formación Margas de Sot de Chera. A escala de la hoja este tránsito se sitúa en los primeros metros de esta Formación (ver Figura 1.5).

Esta formación fue definida por GÓMEZ y GOY (1979) y presenta en la hoja de Epila un espesor variable entre 125 a más de 150 m (BADENAS, 1997, y BADENAS, *et al.*, 1998). La mayoría de los afloramientos se encuentran semicubiertos por derrubios procedentes de los relieves próximos. Sin embargo, en las proximidades de la localidad de Ricla, así como en los alrededores del Cabezo Redondo, en el núcleo del «Sinclinal de Ricla», es fácil y posible su reconocimiento.

Se trata, desde el punto de vista litológico, de una unidad de predominio margoso, con intercalaciones de capas y bancos de calizas bioclásticas, sobre todo en la parte inferior, y con un alto contenido en materiales siliciclásticos, sobre todo en la parte media de la unidad (margas arenosas y cuerpos de areniscas discontinuos).

Tres son las facies que se distinguen desde el punto de vista petrológico: La primera es la que corresponde con calizas bioclásticas, muy abundantes en los primeros metros de la unidad. Se trata de *wackestones* bioclásticos, ricos en fragmentos de belemnites, corales, crinoideos, ammonites, lamelibranquios y restos de vegetales. Presentan una matriz bioturbada con contenido en granos de cuarzo. La segunda, correspondiente a los niveles de margas, son facies de margas masivas, de tonos grises, algo laminadas, con un alto contenido en componentes siliciclásticos (cuarzo y micas), con fragmentos vegetales y escasos restos de fósiles. Por último, se caracterizan facies de predominio siliciclástico, constituidas por calizas arenosas y areniscas de grano fino a medio, con estratificaciones cruzadas de pequeña escala (*ripples*), abundantes en la parte media de la unidad.

Estas facies se ordenan en dos tipos de secuencias sedimentarias (Figura 1.5), de espesor decimétrico y constituidas por: una primera secuencia de naturaleza fundamentalmente margosa, en la que el término inferior corresponde a margas laminadas, que pasan a *mudstones* y/o *wackestones* bioclásticos, con *ripples* de oscilación y frecuentes encostramientos a techo (Figura 1.5b). Otra secuencia característica de esta unidad, que se observa fundamentalmente en la parte media de la misma, es la constituida por un tramo inferior margo-arenoso con restos fósiles, y un tramo superior, predominantemente siliciclástico, con bases canaliformes y frecuentes estructuras de corriente (Figura 1.5c). Ambas secuencias se depositan en un medio de plataforma submareal, con suaves corrientes de fondo en el primer caso, y con significativos aportes siliciclásticos en el caso segundo.

Desde el punto de vista bioestratigráfico, tan sólo se puede decir que la edad atribuida a esta unidad y/o formación es la de Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior, en base a su posición estratigráfica y al contenido en ammonites de la unidad inferior y de los tramos iniciales de ésta. A este respecto se ha de comentar la existencia de ejemplares de ammonites en los 10 m basales, pertenecientes a la Biozona *Bimmamantum*, que caracterizan el Oxfordiense superior. Hacia su parte media-superior se encuentran ammonites de la biozona *Planula* que caracterizan el Kimmeridgiense inferior (DELVENE, *et al.*, 1997).

1.6.8. Areniscas y alternancias de margas y calizas arenosas (33). Formación Ritmita calcárea de Loriguilla. Kimmeridgiense

Aunque con características litológicas diferentes, esta unidad, que aparece exclusivamente en el sector de Ricla, se ha asimilado por su posición estratigráfica a la Formación definida por GÓMEZ y GOY (1979), «Ritmita calcárea de Loriguilla».

El tránsito, de la formación Margas de Sot de Chera a esta unidad, se realiza dentro de facies de naturaleza siliciclástica (Figura 1.5d) de arenas y areniscas, con cemento carbonático (micrita), y planos de estratificación difusos (techo de la Unidad 32 y base de la Unidad 33). Por encima de estos materiales y como equivalente a la Formación Ritmita calcárea de Loriguilla propiamente dicha, se reconoce una alternancia de margas y calizas bioclásticas y arenosas. Los bioclastos son bastante frecuentes siendo fundamentalmente de corales, crinoideos, serpúlidos, ostreidos y foraminíferos. También se observan ooides calcáreos resedimentados. En el sector de Ricla la formación presenta un espesor cercano a los 180 m.

Desde el punto de vista textural dominan los *wackestones* bioclásticos y arenosos, de matriz micrítica, con granos de cuarzo dispersos y laminas de mica, así como la presencia de feldspatos. Estos granos siliciclásticos llegan a formar hasta el 40% de la facies. La bioturbación es intensa y el contenido en bioclastos variable. La secuencia elemental en la parte media de la unidad es la de marga-caliza, de espesor decimétrico, y en cuyo techo es frecuente la existencia de superficies de removilización y encostramiento con óxidos de hierro (Figura 1.5e).

En el aspecto sedimentológico, esta unidad se deposita en un ambiente de plataforma marina, en medios submareales de escasa agitación y de carácter restringido, en la que se produce la decantación de fangos y aportes siliciclásticos continuos, representados por cuerpos de areniscas calcáreas con abundantes estructuras de origen tractivo (barras submareales), estos últimos llegan a ser de carácter episódico.

Hacia la parte inferior de esta unidad se han encontrado Ataxioceratidos del techo del Kimmeridgiense inferior (BULARD, 1972, y AURELL, 1990), de modo que el límite entre el Kimmeridgiense inferior y superior debe encontrarse hacia la base de la unidad.

Paleogeográficamente, en el área o sector donde se ubica la hoja de Epila, la unidad desaparece hacia el norte y pasa lateralmente a las formaciones Sot de Chera y Torrecilla (AURELL, 1990). Este mismo aspecto es reconocible en otros sectores de la Cordillera Ibérica (Sector de Albacete; GÓMEZ y GOY, 1979).

1.6.9. Areniscas, microconglomerados, calizas oolíticas, micríticas y calcarenitas (34) «Unidad y/o Miembro Ricla». Malm. Kimmeridgiense-Portlandiense

Esta unidad corresponde con un amplio conjunto detrítico-carbonatado, que informalmente y AURELL y NIEVA (1988) denominaron «Unidad Ricla», como equivalente lateral de la Formación Calizas de oncolitos de Higuieruelas (GÓMEZ y GOY, 1979). Posteriormente AURELL (1990), modifica esta equivalencia y correlaciona esta unidad con la Fm. Loriguilla. Se trataría del equivalente lateral en facies proximales de las calizas micríticas de la Fm. Loriguilla. De acuerdo con esto le asigna la categoría de «Miembro Ricla» y lo incluye dentro de la Fm. Torrecilla en Cameros, definida por ALONSO y MAS (1990). Esta equivalencia la realizan estos autores en base a criterios de correlación, evolución sedimentológica y características micropaleontológicas. Recientemente en el trabajo de BADENAS (1997) se produce una nueva asignación de estos materiales 3 unidades litoestratigráficas: Fm. Torrecilla, Mb. Ricla y Fm. Loriguilla (tramo superior). Estas unidades se encuentran relacionadas en cambio laterales de facies por lo que sus límites no pueden definirse detalladamente.

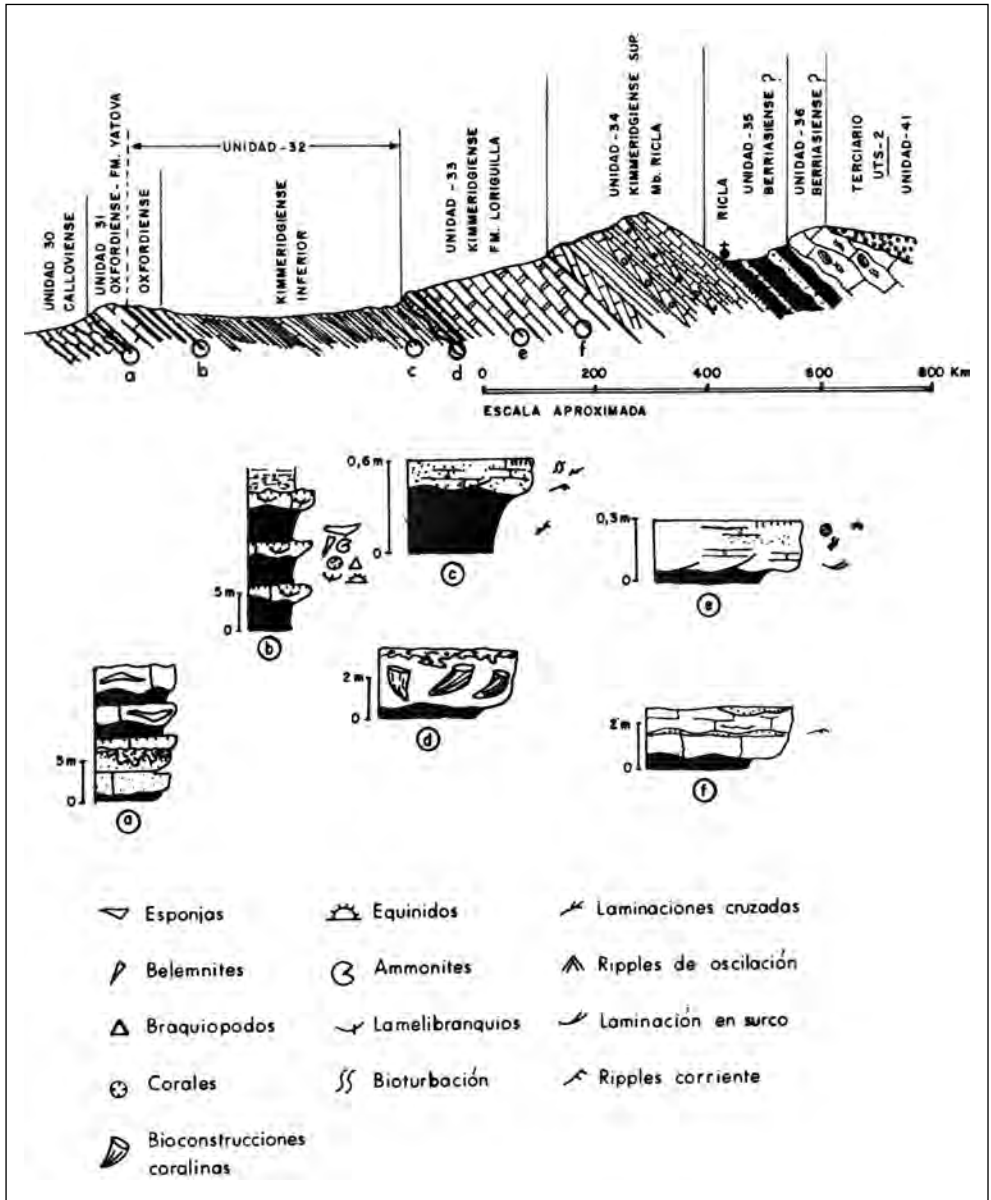


Figura 1.5. Corte esquemático del Oxfordiense-Kimmeridgiense al O de Ricla y secuencias deposicionales características (modificado de AURELL, 1990): a) secuencia de tránsito Calloviense-Mb. calizas de esponjas de Yátova; b) secuencia de la base del Kimmeridgiense en la Fm. Margas de Sot de Chera; c) secuencia típica del tramo medio de la Fm. Sot de Chera; d) secuencia de la base de la Fm. Ritmita Calcárea de Loriguilla; e) secuencia del tramo medio de la Fm. Loriguilla, y f) secuencia de la parte superior de la Fm. Loriguilla.

Desde el punto de vista litológico, y en los alrededores de Ricla, así como a lo largo de la alineación de Los Picarros, se distinguen dentro de la unidad términos litológicos muy variados. Con una potencia global de unos 40 a 45 m, la parte basal se encuentra constituida por areniscas y microconglomerados, con morfologías de canales y barras. El resto de la unidad se encuentra constituida por depósitos fundamentalmente carbonatados, en los que se pueden reconocer capas de calizas micríticas, bien estratificadas, de 10 a 30 cm de espesor, que intercalan niveles margosos y calizas oolíticas con morfologías de barras, estas últimas abundantes en la parte media de la unidad e incluso en su parte superior. En el sector septentrional del afloramiento de Los Picarros, existen intercalaciones métricas de calizas de corales, con características arrecifales que lateralmente pasan a barras bioclásticas, que presentan una clara estratificación cruzada de carácter planar.

BADENAS, *et al.* (1993) realizan un análisis de las facies de esta unidad en la práctica totalidad del sector donde aflora, diferenciando un total de 13 tipos, los cuales engloba, a su vez, en tres tipos de asociaciones. De todos ellos, a continuación se describirán las cinco asociaciones de facies más representativas:

- *Areniscas y microconglomerados*; estratificados en capas y bancos de 30 a 780 cm de potencia, organizados en secuencias estrato y granodecrecientes. En general estas secuencias se encuentran constituidas por un término inferior de capas tabulares y otro superior con morfología de canal (Figura 1.6a). Se trata de barras y canales arenosos, con intercalaciones de barras oolíticas, desarrollados en ambientes submareales de alta energía, bajo la influencia del oleaje. Existen términos lutíticos y margosos depositados en zonas de sombra de las barras.
- *Mudstones con láminas de limo*; corresponden con depósitos carbonáticos de matriz micrítica, bioturbada, con limo de cuarzo. Los componentes siliciclásticos son de tamaño fino, junto con otros (oolitos, foraminíferos, bioclastos). Estos componentes se distribuyen dentro de la matriz formando láminas de potencia centimétrica. En conjunto se presentan en secuencias decrecientes, con *ripples* de oscilación a techo (Figura 1.6b), y láminas de acreción lateral de bajo ángulo. Esta facies se deposita en ambientes someros tipo *lagoon*, con intercalaciones de cuerpos originados a partir de tormentas (tempestitas).
- *Grainstone oolítico*; se trata de cuerpos de calizas oolíticas, bien clasificadas, de envueltas concéntricas y radiales, generalmente presentan núcleos siliciclásticos, aunque también es frecuente la presencia de bioclastos. Estos cuerpos oolíticos se encuentran asociados a facies de calizas finas (*mudstone*) bioturbadas, con oolitos resedimentados. En conjunto esta facies representa depósitos de barras de escasa continuidad lateral, que muestran superficies de reactivación. Estas barras se desarrollan en ambientes muy someros, con una elevada energía tanto de corriente como de oleaje (Figura 1.6c). El sentido de acreción de estas barras hacia el sur.
- *Margas con estratificación lenticular*; corresponden con margas y margocalizas laminadas, que contienen pequeños lentejones de oolitos y areniscas finas. Se trata de láminas centimétricas de escasa continuidad lateral, de bases planas y techos con *ripples* de oscilación. Esta facies se deposita en una llanura mareal fangosa (Figura 1.6d).

— *Facies de corales*; se reconocen, hacia la parte septentrional del relieve de Los Picarros, y en la parte media y superior de la serie, dos tipos de subfacies de corales: la primera constituida a partir de cuerpos bioconstruidos, con morfología de copa, de potencia métrica y de 3 a 4 m de extensión lateral. Los principales organismos son corales planares y ramosos y entre los cuales aparecen diversos grupos de algas. Presenta, esta subfacies una elevada cantidad de fango micrítico. La segunda subfacies, sería el equivalente lateral de la anterior y corresponde con *floatstones* y *rudstones* bioclásticos, organizados en bancos irregulares de 0,5 m de potencia (Figura 1.6e). Se reconocen como principales fragmentos bioclásticos de corales, equinodermos, crinoides y bivalvos. Esta facies aparece localmente asociada a bancos y cuerpos oncolíticos y representa la destrucción de la primera y depositadas a partir de procesos de carácter tormentoso.

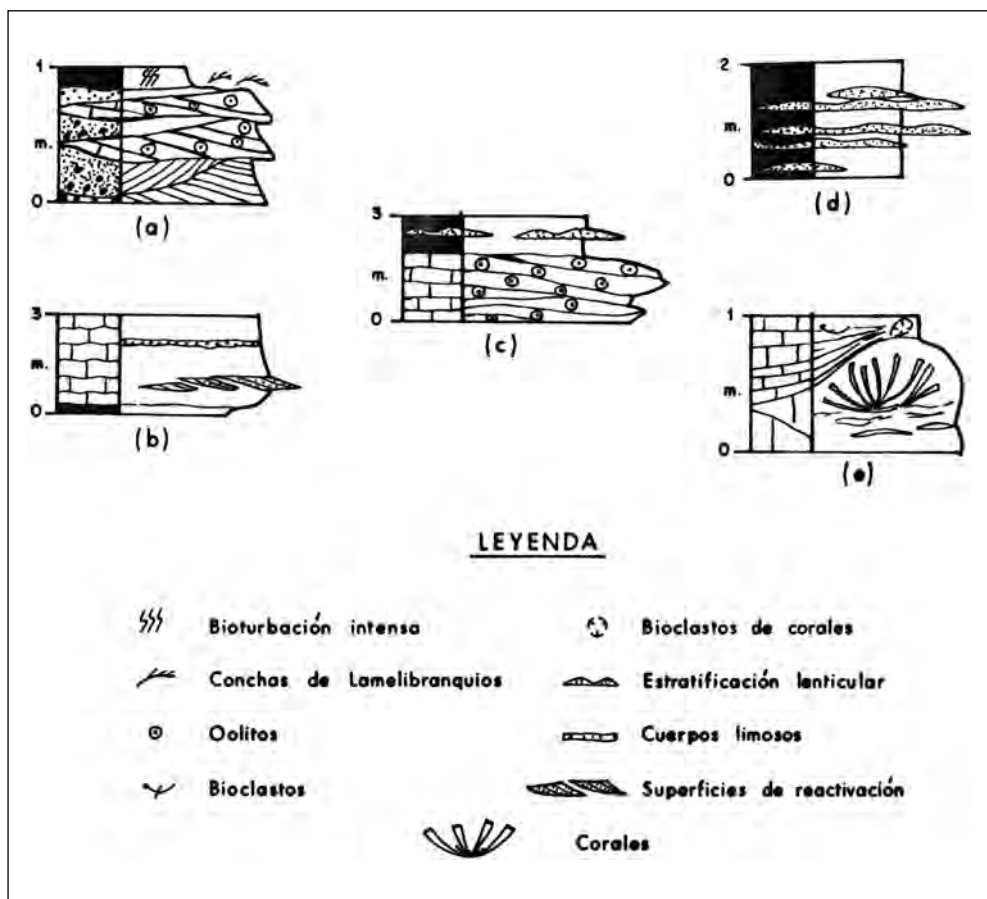


Figura 1.6. Secuencias más representativas del Mb. Ricla (Kimmeridgiense superior) (modificado de AURELL, et al., 1989, y BADENAS, et al., 1993): a) areniscas y microconglomerados; b) *Mudstones* con lámina de limo; c) *Grainstone* oolítico; d) Margas con estratificación lenticular, y e) *Facies de corales*.

BADENAS (1997) atribuye esos tres tipos de asociaciones a las tres unidades litoestratigráficas representadas. De este modo las asociaciones de areniscas y microconglomerados, y de grainstone oolíticos conformarían la mayor parte de las facies del Miembro Ricla. La Fm. Torrecilla, estaría formada principalmente por facies de corales, y el tramo superior de la Fm. Loriguilla estaría compuesto por los *mudstones* con láminas de limo y margas con estratificación lenticular.

AURELL (1990), cita desde el punto de vista micropaleontológico, una serie de especies en la base de la unidad, que caracterizan el Kimmeridgiense superior-Thitónico inferior, de ellas cabe destacar la presencia de *Pseudocyclammina lituus*, *Alveosepta sp.*, *Thammatoporella parvovesiculifera*, *Solenopora* y *Acicularia*. Estos datos, contrastados con los de las unidades infra- y suprayacentes, así como por correlación con unidades equivalentes laterales, corroboran la edad anteriormente citada.

1.7. CRETÁCICO

El Cretácico de la hoja de Epila se encuentra exclusivamente representado por un pequeño afloramiento dentro y en las afueras de la localidad de Ricla. Se trata de un conjunto mixto detrítico-carbonatado, que se apoya en aparente concordancia sobre los últimos términos de la serie carbonática de la Unidad Ricla. Aunque AURELL (1990), la considera de edad Jurásico superior-Berriasiense, en esta memoria se incluye dentro del apartado cretácico, en base a criterios secuenciales y a la similitud de sus materiales con facies continentales del Cretácico inferior de la Cordillera Ibérica (facies Purbeck-Weald).

1.7.1. Areniscas y lutitas (35). Calizas oncolíticas (36). «Facies Purbeck-Weald». Jurásico superior-Cretácico inferior

Para caracterizar estas dos unidades se han levantado dos perfiles estratigráficos, ambos en la parte septentrional de la localidad de Ricla; en concreto en los alrededores del cementerio y a unos 2,5 km al norte del citado lugar. En ambos lugares, el espesor reconocido del conjunto de las dos unidades es superior a los 50 m.

La *Unidad basal* (35), está constituida por unos 10 a 12 m de areniscas groseras muy micáceas, poco cementadas y con estructuras tractivas de tipo laminación cruzada planar. Por encima se reconocen lutitas rojas y margas grises, estas últimas de aspecto marmorizado y con frecuentes señales de edafización. Hacia el techo se intercalan cuerpos, de escasa continuidad lateral, de arenisca marrones, de grano medio, muy bioturbadas y con señales de estructuras tractivas.

La *Unidad superior* (36), de naturaleza carbonática, aparece constituida por calizas micríticas, calizas brechoides y brechas calcáreas, que presentan un alto contenido en envueltas oncolíticas. Se encuentran estratificadas irregularmente y entre los estratos se intercalan niveles margosos, mucho más abundantes en la base del tramo, con gran contenido en flora y oogonios de Characeas. Se han identificado como géneros más característicos los de *Porochara* y *Mesochara*.

Las facies que constituyen estas dos unidades litoestratigráficas se encuentran relacionadas genética y lateralmente. A nivel de cuenca, ambas son producto de un cambio lateral de facies. AURELL (1990), en su tesis doctoral cita esta característica entre las dos unidades, señalando que hacia el sector de Ciria-Bijuesca, la unidad inferior detrítica se encuentra especialmente restringida, mientras que la superior o carbonatada se encuentra representada, tanto en el sector anterior como en el de Ricla (hoja de Epila).

Sedimentológicamente, ambas facies están depositadas en medios continentales. La primera unidad de carácter fluvio lacustre y la segunda de características lagunares.

1.8. TERCIARIO

Los materiales terciarios de la hoja de Epila incluyen depósitos atribuidos al Mioceno, la práctica totalidad pertenecientes a la Cuenca del Ebro, que comprenden desde el Aragoniense hasta el Vallesiense. Se encuentran también depósitos correspondientes a la cubeta del río Aranda, datados como Burdigaliense-Pontiense inferior en la hoja de Illueca (381), tratándose posiblemente de depósitos de edad Aragoniense medio. Los sedimentos de esta edad se encuentran aflorando fundamentalmente en el tercio oriental y central de la hoja, este último cubierto, en su mayor parte, por los depósitos cuaternarios del valle del río Jalón.

El depósito de los materiales terciarios de la depresión de Ebro se desarrolla tal y como indican PUIGDEFABREGAS, *et al.* (1986), en una cuenca de antepaís, relacionada con la evolución del Orógeno Pirenaico, que actúa como margen tectónico activo desde fases tempranas, mientras que el borde meridional y oriental son cadenas alpinas intracratónicas (Cordillera Ibérica y Costero-Catalana respectivamente), por lo que esta cuenca carece de borde pasivo y se configura como una doble cuenca de antepaís. De manera general la sedimentación continental terciaria se articula en una serie de complejos de abanicos aluviales de mayor o menor extensión que dan paso a depósitos lacustres y palustres de tipo evaporítico o carbonatado hacia el centro de la cuenca.

La hoja de Epila se encuentra situada en el margen meridional de la cuenca, adosada al margen Ibérico. Los espesores del Terciario observados mediante sondeos, dan unas potencias superiores a los 1.000 m, como puede observarse en los mapas de isobatas realizados por CGS (1975), ENADIMSA (1978), ENRESA (1987), así como en trabajos de especialistas como los de RIBA, *et al.* (1983).

Desde el punto de vista litoestratigráfico, destaca los estudios realizados por QUIRANTES (1969), que agrupó los sedimentos de la Cuenca del Ebro en tres formaciones denominadas «Formación Sariñena», «Formación Zaragoza» y «Formación Alcubierre». Estas tres formaciones han servido de base para la construcción de la actual estratigrafía del Terciario y en concreto del Neógeno de la Cuenca.

Cabe destacar también los trabajos del equipo de investigación en sedimentología del Terciario de la universidad de Zaragoza, PÉREZ y MUÑOZ (1983 y 1986), PÉREZ, *et al.* (1988a y b, 1989) PÉREZ (1989), y VILLENA, *et al.* (1996a y b), quienes han estudiado el área basándose en el análisis y definición de las denominadas unidades tectosedimentarias o UTS definidas por GONZÁ-

LEZ, *et al.* (1988), y PARDO, *et al.* (1989). Estas unidades tectosedimentarias se encuentran separadas, en las áreas proximales por rupturas sedimentarias. Las cuales se manifiestan como discordancias, debidas a la tectónica, en los bordes de la cuenca y como conformidades sedimentarias en las áreas centrales, ligadas a cambios de sentido de la evolución vertical de los complejos de abanicos y lagos. Estos cambios se manifiestan de manera general como una serie de dispositivos retrogradantes y progradantes que pueden correlacionarse con las discordancias del borde producidas por el levantamiento tectónico de los márgenes, en este caso del margen ibérico.

PÉREZ, *et al.* (1988a), utilizan las siglas N₁ a N₄ para las unidades neógenas, y el término «yacente paleógeno» para la unidad inferior. En el área del mapa de Epila afloran sedimentos interpretados por estos autores como pertenecientes a las tres primeras (N₁-N₃).

La UTS N₁ (PÉREZ, *et al.*, 1988a), a nivel de cuenca, y en concreto en el borde meridional de la depresión del Ebro se encuentra constituida por conglomerados y areniscas, así como por lutitas y yesos tabulares.

La UTS N₂ (PÉREZ, *et al.*, 1988a) se encuentra constituida a nivel de cuenca, por conglomerados, lutitas masivas de tonos rojos y anaranjados, que intercalan niveles de areniscas de grano grueso y calizas.

La UTS N₃ (PÉREZ, *et al.*, 1988a) se encuentra constituida de manera general en la cuenca por conglomerados y areniscas rojas, además de calizas arenosas y lutitas.

En el contexto de la hoja de Epila el terciario esta compuesto por materiales de litologías diversas, predominando los materiales detríticos (conglomerados, areniscas y lutitas) en la zona sur y occidental, orlando los relieves mesozoicos y paleozoicos de la cordillera Ibérica, hacia la zona central y norte de la hoja se produce el paso a materiales lutíticos con evaporitas y carbonatos. Los materiales detríticos se interpretan como depositados en un ambiente de abanico aluvial proximal, con facies conglomeráticas que van dando paso a facies de areniscas y lutitas con ocasionales paleocanales, propios de ambientes de abanico medio y distal. Esta transición se puede realizar de manera rápida, afloramientos de Niguella y Calatorao y zona noroccidental de la hoja, donde se pasa enseguida de facies conglomeráticas a facies margosas y carbonatadas propias de ambientes palustres. O bien de una manera más gradual a facies palustres y lacustres, como sucede en la zona central a ambos lados del río Jalón.

Se pueden distinguir dos etapas según el ambiente de sedimentación de los sedimentos lacustres del área central. En una primera se da paso a facies lutíticas y yesíferas fundamentalmente, que corresponden a la interdigitación entre las facies dístales de abanicos aluviales y las de margen del lago salino, dando paso hacia el norte a facies de lago evaporítico. La segunda correspondería al una transición a facies margosas y carbonatadas de tipo lacustre y palustre propias de la partes internas y marginales de los lagos carbonatados someros.

Las facies evaporíticas presentan una exposición excepcional en el escarpe de la margen derecha del Jalón entre las localidades de Epila y Urrea de Jalón, extendiéndose fundamentalmente entre el Jalón y el límite con la vecina hoja de Zaragoza (ITGE, 1998) en la parte Nororiental de la hoja. En la cuenca, de manera general, y en la vecina hoja de Pedrola se identifican tres semi-

MIOCENO		ARAGONIENSE		MAGNA		DESCRIPCIÓN DE LAS FACIES CARTOGRÁFICAS EN LA HOJA DE EPILA		UTS PÉREZ et al. (1988)		YACIMIENTOS MICROMAMÍFEROS ESTUDIADOS EN EL MAGNA EBRO		BIOZONAS MEN			
VALLESES SUPERIOR	MAGNA	U.S. CARRASO	46.- Calizas y margas	N3	Pug Ladrón	MNL 9	MNL 8	MNL 7	MNL 6	MNL 5	MNL 4b	MNL 4a	MNL 3b		
		U.MONTES DE CASTIBON	43.- Areniscas, lutitas, conglomerados, etc. 44.- Margas y calizas 43.- Canales 42.- Areniscas, lutitas y conglomerados 41.- Conglomerados											N2	Camera 1
		U.SERRA DE PALLARUELO-MONTE DE LA SOIA	40.- Yesos nodulares 39.- Calizas micríticas con gast. 38.- Lutitas pardas limosas 37.- Yesos tabulares y nodulares												
VALLESES MEDIO	MAGNA	U. BORNOS-LANNA													
		U. LUBARLOS-SARRIENA													
VALLESES INFERIOR	MAGNA														

Figura 1.7. Cuadro de relaciones entre las diferentes unidades genético-sedimentarias, facies, UTS y Biozonas de micromamíferos.

ciclos compuestos por la alternancia de facies lutíticas y evaporíticas. De esos semiciclos se identifican en la presente hoja los sedimentos correspondientes a los dos superiores. Mientras que las facies de lago carbonatado muestran diversos ciclos de evolución con avance y retroceso del lago sobre el margen del mismo y el desarrollo de facies palustres. Representando la mayor parte de los relieves estructurales, mesas o mesetas, situados en ambas márgenes del Jalón.

La interpretación de la evolución sedimentaria de estos materiales, en cuanto a su relación con las unidades tectosedimentarias, se puede establecer únicamente de manera clara para los materiales evaporíticos y carbonatados del centro-norte de la hoja. En este caso los complejos de *Playa-Lake*, con depósitos evaporíticos, lutíticos y detríticos, que conforman los sedimentos inferiores se pueden atribuir a la primera UTS N_1 . Mientras que los materiales lacustres o palustres carbonatados superiores pueden ser atribuibles a las UTS N_2 - N_3 del final del Mioceno. El cambio en el tipo de sedimentación lacustre puede deberse a una modificación climática con paso a condiciones de mayor humedad o bien a la influencia de aguas de procedencia Pirenaica que alcanzan áreas más meridionales de la Cuenca del Ebro (PÉREZ, *et al.*, 1989).

1.8.1. Lutitas con intercalaciones de yesos nodulares (37)

Esta unidad aflora en la base del escarpe situado al norte de Rueda de Jalón en el Barranco de la Higuera, normalmente cubierta por los derrubios procedentes de la erosión de los materiales del escarpe. Esta litofacies se encuentra formada por lutitas de color rojo a pardo verdoso que pasan hacia arriba a lutitas margosas de color gris con textura laminada. Estas lutitas presentan intercaladas estratos de yeso de color blanco verdoso, con una potencia que varía entre 0,2 a 1 m y estructura nodular, con textura aturronada a sacaroidea. Se observan también nódulos de yeso alabastrino de diámetro decimétrico y niveles de yeso en empalizada con espesor generalmente centimétrico. El espesor mínimo observado, puesto que se desconoce su base, es de unos 10 a 12 m.

En la vecina hoja de Pedrola (353) se han atribuido una edad Ageniense a materiales (tramo 9) situados en una posición estratigráfica similar.

1.8.2. Yesos tabulares y nodulares (38)

Este tramo se sitúa por encima del anterior y en transición gradual con el mismo. Constituye la base del escarpe situado entre Rueda y Urrea de Jalón; se encuentra además en un pequeño afloramiento situado en la margen izquierda del Jalón, en la margen N del Barranco del Espartal.

Las observaciones del campo y el levantamiento de la Columna de las Celadillas, han permitido distinguir las siguientes facies dentro de este tramo:

- **Ym.** Yesos masivos con cristales en empalizada y aturronados, dispuestos en niveles de potencia decimétrica a métrica.
- **Yl.** Yesos laminares en capas centimétricas con estructuras de deformación (*slumps*) y *tepees*.

- **Yn.** Yesos nodulares con textura sacaroides dispuestos en estratos de potencia decimétrica.
- **Fmg.** Lutitas margosas gris verdosas con nódulos de yeso y láminas de yeso en empalizada.
- **Ma.** Margas a margocalizas gris blancas con estructura hojosa intercaladas entre las facies anteriores.

Estas facies se encuentran asociadas en la vertical en ciclos en los que hacia la base se encuentran lutitas margosas gris verdosas (Fmg) seguidas de margas a margocalizas gris-blancas (Ma); sobre este tramo margoso pueden encontrarse intercalados nódulos de yeso y laminas de yeso en empalizada, además de niveles de yeso laminar (Yl); culminan todo el ciclo niveles de espesor decimétrico a métrico de yesos masivos (Ym) o yesos nodulares (Yn).

Esta asociación de facies puede interpretarse como depósitos de un medio de lago salino effmero (*playa-lake*).

La potencia de esta unidad en el área estudiada es de entre 25 y 30 m.

1.8.3. Lutitas con yesos e intercalaciones de limolitas y margocalizas (39). Yesos laminados (39a)

Esta unidad aflora en la margen derecha del Jalón entre las localidades de Rueda de Jalón y Urrea de Jalón, además de un pequeño afloramiento situado en el barranco del Espartal, en la parte izquierda del mismo. Además de las proximidades de Epila y a lo largo del Barranco de la Matanza (en la carretera Muel a Epila). Dentro de esta unidad podemos distinguir dos partes bien diferenciadas.

La primera situada en la zona meridional, Barranco de la Matanza, en contacto con las facies detríticas (40). Dentro de la misma se pueden observar lutitas que presentan intercalaciones de niveles de yeso, areniscas y margocalizas. Las lutitas son de color rojizo, con tintes asalmoadados, con altos contenidos en carbonato y limosas con micas y nódulos de yeso; se encuentran débilmente bioturbadas y en ocasiones presentan restos vegetales. Los yesos forman niveles decimétricos blanquecinos con textura alabastrina. Las areniscas presentan colores marrones y aspecto limoso. Petrográficamente se pueden clasificar como sublitoarenitas a litoarenitas con abundantes fragmentos de calizas micríticas atribuidas a intraclastos o peloides, así como abundantes granos de mica y escasos feldespatos. Los niveles de margocalizas presentan un aspecto blanquecino, con moldes de cristales de yeso, pudiendo tratarse de dolomicritas.

La segunda parte corresponde a la que aflora por debajo de la unidad superior de yesos (42), en el escarpe de la margen derecha del Jalón. Esta unidad se puede subdividir en 2 tramos separados por una capa o nivel guía de yesos (39b). El espesor total observado de esta unidad oscila entre 30 y 40 m. El tramo inferior esta compuesto por unas lutitas pardas verdosas con intercalaciones de niveles de yeso alabastrino de potencia decimétrica a métrica y nódulos de yeso, que son muy abundantes hacia la parte inferior del mismo. Este tramo se corresponde a la parte inferior de la unidad 11 de la vecina hoja de Pedrola (ITGE, 1995). En esta hoja el espesor es de 10 a 20 m mostrando en su parte inferior una transición gradual con el inferior. En la parte intermedia se intercala el nivel guía (39b) compuesto por una alternancia de yesos

y lutitas de unos 4 m de espesor, los niveles de yesos se presentan en estratos masivos a nodulares con textura sacaroidea, que intercalan lutitas margosas de color gris verdoso. El tramo superior esta compuesto por lutitas de color rojo vino con abundante bioturbación y nódulos de yeso alabastrino. El espesor observado en este tramo es de unos 15 metros.

Existen importantes variaciones laterales de espesor dentro del área estudiada y en sus cercanías, aumentando hasta 65 m en la vecina hoja de Zaragoza, así como variaciones de facies que hacen que aumente el número de niveles de yesos intercaladas entre las lutitas del tramo superior en el área de Rueda de Jalón. Estas lutitas se interpretan como depositadas en un medio de llanura aluvial distal en transición a un medio de *playa-lake*.

1.8.4. Lutitas y areniscas con niveles de conglomerados (40); intercalaciones de paleocanales de areniscas y conglomerados (43)

Esta litofacies tiene una amplia distribución sobre todo en la parte más suroriental de la hoja entre la margen derecha del valle del Jalón y la autovía de Aragón (N-II), hasta el Barranco de la Matanza. En la carretera de Epila a Muel, en la margen izquierda del Jalón aflora debajo de los cuaternarios de las terrazas del Jalón y en el Barranco del Rané, en las cercanías de Lumpiaque. El contacto de esta facies con la litofacies conglomerática es un cambio lateral de facies. Hacia la zona central de la hoja en la margen S del Barranco de la Matanza pasa a las lutitas pardas con yeso y niveles de margocalizas y limolitas (41), situados por debajo de los yesos de la unidad (43). En el área del Barranco del Rané y en Lumpiaque, esta facies da paso a unas margas verdes y margocalizas (44). En el paraje denominado el Loma de San Antonio, se observa una serie de cuerpos lenticulares, de areniscas lutitas y microconglomerados que erosionan estratos de margas y margocalizas (44).

En esta litofacies se puede distinguir una parte basal de alternancia de cuerpos de arenas y areniscas, con niveles de conglomerados. Las areniscas presentan de tonos rojos ocre y amarillentos, de grano medio a grueso, a veces microconglomeráticas y que incluyen en sus bases *lag* de cantos y conglomerados poligénicos. Estos cuerpos se encuentran canalizados, con bases erosivas y dispuestos en secuencias positivas estrato y grano decrecientes. La superior de la misma se corresponde con tramos de predominio de lutitas arcillosas de tonos ocre y marrones en una alternancia de lutitas rojas y areniscas con pequeños cuerpos de conglomerados. Hacia la parte meridional de la hoja, y en contacto con la unidad anterior, se observa una mayor abundancia de los niveles conglomeráticos a microconglomeráticos, dando paso hacia la zona norte y central a facies con mayor contenido en lutitas y areniscas.

Dentro de esta unidad han individualizado una serie de paleocanales compuestos por areniscas y conglomerados, con espesores métricos, de más de 1,5 metros. Las areniscas se encuentran dispuestas en cuerpos lenticulares, con bases canaliformes, y en cuyas bases se aprecian lentejones de conglomerados como depósitos residuales (*lag* de cantos). Se observan también paleocanales de tipo conglomerático a microconglomerático, con estratificación cruzada grosera, tendencia estratocreciente y depósitos de barras de meandros (*point-bar*) asociados.

De manera general se pueden distinguir las siguientes facies:

- **Gt.** Conglomerados a microconglomerados con estratificación cruzada en surco de media y gran escala y gradación positiva, con clastos subredondeados a redondeados.
- **St.** Areniscas de color beige a rojo de grano medio a grueso con grava dispersa, con estratificación cruzada en surco de media a gran escala, dispuestas en cuerpos lenticulares de espesor métrico a decimétrico.
- **Sr.** Areniscas de grano medio a fino de color gris amarillento a rojo estratificada en capas de tabulares a lenticulares, con potencias de centimétricas a decimétricas, textura grano-decreciente y *ripples* a techo.
- **Fl.** Lutitas a limolitas de color rojo con estructura laminar y lentículas de areniscas muy fina, apreciándose bioturbación.
- **Fm.** Lutitas o lutitas carbonatadas de color rojo, bioturbación con aspecto masivo y nódulos de carbonato.
- **Mg.** Margas limosas a carbonatadas de color amarillento, gris beige con ocasionales intercalaciones de margocalizas con fauna o restos de bioturbación.

Las asociaciones más comunes están compuestas por conglomerados y areniscas con estratificación cruzada en surco (Gt) y (St) que pueden estar culminadas por areniscas con ripples (Sh) y que dan paso a los depósitos lutíticos laminares o masivos (Fl y Fm). Los depósitos de llanura de fango son básicamente alternancias de lutitas (Fl y Fm) que alternan con estratos de areniscas (St y Sr) y escasos conglomerados o microconglomerados (Gt) y ocasionales niveles margosos (Mg). Las asociaciones de facies pueden interpretarse como un ambiente de abanico distal con canales y depósitos de llanura de fango producidas en los lóbulos de los abanicos. Estos depósitos van siendo más lutíticos conforme nos acercamos a las facies marginales de los lagos y nos alejamos de la influencia detrítica del abanico incrementándose el contenido en carbonatos, que se traduce en la aparición de niveles margosos depositados en charcas efímeras (*pounds*). La presencia de paleocanales podría deberse a la existencia de una red fluvial de tipo trenzado (*braided*) de carácter más o menos permanente, fundamentalmente en las zonas distales de los abanicos aluviales. La aparente discordancia de estos sedimentos sobre los depósitos margosos de la unidad 44 en la zona de la Loma de San Antonio podría interpretarse como consecuencia de la llegada de aportes fluviales, representados por estos cuerpos detríticos a la zona marginal de los lagos carbonatados lo que produciría geometrías de tipo deltaico.

1.8.5. Conglomerados (41)

Esta unidad aflora en discordancia angular sobre los paleorelieves mesozoicos y paleozoicos. Se reconoce en los alrededores de las localidades de Ricla y Calatorao. En ambos puntos fosilizan un paleorelieve jurásico. También aparece en las cercanías de la localidad de Morata de Jalón en el extremo suroccidental de la hoja; como afloramientos aislados en las cercanías de la localidad de Nigüella (hoja de Illueca núm. 381) sobre depósitos jurásicos y triásicos, así como en el ángulo Noroccidental (Barranco de Rané, el Sotillo), en discordancia sobre materiales paleozoicos y triásicos.

Esta litofacies se encuentra constituida litológicamente por conglomerados de diversa naturaleza, dependiendo del sitio y área fuente de donde procedan. Están compuestos de forma mayoritaria por cantos cuarcíticos, calizos, areniscosos y de manera minoritaria por pizarras y esquistos. La morfología de los mismos es variada, predominando las formas redondeadas a

subredondeadas, con centiles cercanos al metro. Presentan texturas granosostenidas, con matriz microconglomerática, arenosa y lutítica. En general se disponen en cuerpos masivos o tabulares de espesor decimétrico a métrico, estos cuerpos pueden presentar pequeñas intercalaciones arenosas y lutíticas. Pueden distinguirse las siguientes facies:

- **Gm.** Conglomerados masivos dispuestos en estratos masivos con bases rectas a irregulares y de carácter erosivo, con techos planos a irregulares. Formados por cantos de subredondeados a angulosos de diverso origen, que ocasionalmente puede estar imbricados, presenta una ordenación interna con granoclasificación negativa.
- **Gp.** Conglomerados con estratificación cruzada planar de gran escala dispuestas en estratos con bases irregulares a canaliformes, con cantos de subredondeados a subangulosos. La ordenación interna es granodecreciente.
- **Gt.** Conglomerados a microconglomerados polimícticos con estratificación cruzada en surco, formados por cantos de redondeados a subredondeados, con ordenación interna granodecreciente.
- **St.** Areniscas de grano medio a grueso, de color rojo que muestran estratificación cruzada en surco y de bajo ángulo, dispuestas en estratos decimétricos.
- **Sr.** Areniscas de grano fino a medio de color rojo a beige con estratificación cruzada y ripples a techo, dispuestas en estratos centimétricos a decimétricos.
- **Fm.** Lutitas masivas de color rojo sin ordenación interna apreciable, con granos de arena dispersos que se disponen como interestratos por encima de las areniscas y conglomerados, dentro de una ordenación granodecreciente, apareciendo también en forma de cuña entre algunos de los niveles formados por estos últimos.

En cuanto a las asociaciones de facies se encuentran las siguientes:

- Conglomerados masivos que alternan con otros conglomerados masivos, con ocasionales intercalaciones lutíticas, en forma de cuña (Gm-Gm a Gm-Fm), además asociaciones de conglomerados con estratificación cruzada planar o en surco con niveles de areniscas con estratificación cruzada y ripples que pueden presentar intercalaciones de lutitas masivas (Gt/Gp-St-Sr-Fm o Gt/Gp-St/Sr-Fm-St/Sr). Las primeras corresponderían a facies de abanico aluvial en facies proximales relacionadas con lóbulos conglomeráticos o de relleno del cañón en facies proximales, mientras que las segundas responde a facies de abanico medio y se trataría de facies de lóbulos e interlóbulos y de relleno de los canales. Siguiendo a PÉREZ (1989), se pueden distinguir en la depresión del Ebro y cuencas asociadas, dos tipos de abanicos aluviales según su evolución (I, abanicos aluviales de amplia distribución, y II, abanicos aluviales de corto alcance), en este caso se trataría de la parte proximal de abanicos del primer tipo en el caso de los abanicos situados en la zona del valle del Jalón con una distribución areal de unos 20 km. Por el contrario los afloramientos de Niguella, Morata de Jalón y Calatorao responden a un esquema del segundo tipo, con un escaso desarrollo longitudinal de unos 3 a 4 km y el paso rápido a facies de abanico medio y distal, habiéndose reconocido en este caso otros tipos de asociaciones. La distribución de estos sedimentos indica la existencia de dos posibles complejos de abanicos aluviales. Uno situado en el área S de la hoja, con paleocorrientes de dirección N, relacionados con sedimentos similares de las hojas de Zaragoza (382) y Longares (411). El otro desarrollo en el área noroccidental (Barranco de Rané-Finca del Sotillo) relacionado con el complejo de abanicos aluvial descrito en la hoja de Pedrola (353).

En cuanto a la atribución temporal de estos materiales, por su posición estratigráfica se pueden asignar al Aragoniense inferior a medio, correspondiendo a las UTS N₁ y N₂.

1.8.6. Yesos tabulares con intercalaciones de margocalizas (42)

Esta unidad se corresponde con los tramos 12 y 12a de la vecina hoja de Pedrola (ITGE, 1995). La unidad aflora en la margen derecha del Jalón fundamentalmente al norte de Epila, y de manera dispersa en la margen izquierda al norte de la carretera Pedrola de Aragón-Lumpiaque. En el escarpe de la margen derecha del Jalón entre las localidades de Rueda de Jalón y Urrea la unidad comienza con un nivel masivo de potencia que varía entre 3 a 6 m de yeso de color gris con textura selenítica a pegmatítica dispuesto en estratos masivos con intercalaciones de margas grises beigeas y niveles de yeso fibroso en empalizada. Por encima se sitúan unos 20 a 25 m de una alternancia de yesos blanco-grises con margas y dolomicríticas. En esta unidad se pueden distinguirse varias facies:

- **Ma.** Margas a lutitas carbonatadas de color gris beige a gris rojizo, con señales de bioturbación.
- **Dm.** Dolomicritas de color blanco grisáceas estratificadas en capas decimétricas con textura laminar y aspecto hojoso.
- **Yl.** Yeso en capas centimétricas a milimétricas con textura fibrosa o en empalizada, también incluye yeso con laminaciones y estructura en *tepees*, *microslumps*, y textura *chicken-wire*.
- **Ym.** Yeso masivo de color gris verdoso a blanco en bancos de potencia decimétrica a métrica con textura alabastrina.
- **Ys/p.** Yeso de color blanco dispuestos en estratos de potencia decimétrica 0,1 a 0,6 con aspecto ondulado, y textura selenítica a pegmatóide con cristales de tamaño medio (de 0,05 a > 0,25) con orientación variable a veces incluso radial.

Estas facies se organizan una serie de asociaciones, de las cuales la más común es una alternancia de dolomicritas con yesos masivos y yesos seleníticos y pegmatíticos (Dm-Ys/p y Dm-Ym). Se identifican también asociaciones que presentan en la base niveles de margas a lutitas carbonatadas de color gris sobre los que se disponen niveles de dolomicritas, yeso selenítico o niveles de yeso masivos y laminares (Ma-Dm-Ys/P; Ma-Ym, Ma-Yl-Ym), sobre todo hacia la base del tramo. Hacia la parte superior del mismo aparecen en la base niveles de margas con yesos seleníticos y pegmatíticos así como dolomicritas y niveles de yeso masivo (Ma-Ys/P y Ma-Dm-Ym).

Hacia el sur en el área del Castillo de Rueda este tramo sufre un repentino cambio de facies probablemente debido a un cambio en las condiciones diagénicas de transformación de los yesos primarios, predominando en este tramo los niveles de yeso masivo sacaroideo o aturronado, apareciendo niveles de yeso nodular alabastrino con ocasionales niveles de yeso laminar o selenítico que intercalan con niveles de margas gris verdosas y lutitas rojizas. Tal y como indica MANDADO (1987). Este cambio lateral se aprecia también hacia la parte más oriental de la hoja en dirección a La Muela, donde los yesos observados presentan un aspecto masivo a nodular, habiéndose medido 65 m en la cercana hoja de Zaragoza (ITGE, 1998). Más hacia el sur en las proximidades de Epila se observa una disminución del espesor de este tramo, así

como un aumento de las intercalaciones de margas gris beige y lutitas pardas. Estos materiales pueden interpretarse como depósitos de un medio de *Playa-lake* que evoluciona hacia el sur en un medio distal de abanico aluvial, presentando un cambio de facies progresivo con las lutitas del tramo inferior.

La evolución vertical del conjunto de estas unidades es positiva y viene dada por la superposición de facies lacustres internas sobre depósitos de llanura lutítica salina, lo cual refleja la expansión a lo largo del tiempo del sistema lacustre evaporítico.

1.8.7. Margas con intercalaciones de calizas laminadas (44)

Este tramo aflora en la parte norte de la hoja en la margen derecha en el escarpe del Jalón entre Epila y Rueda, así como puntualmente al norte del Rueda de Jalón y en el cerro del Montolar. En la margen izquierda aflora de manera discontinua por debajo de los depósitos cuaternarios de las terrazas del Jalón entre Salillas de Jalón y Lumpiaque, y en afloramientos discontinuos que constituyen pequeños relieves estructurales, hacia la zona de la Muela, hoja de Zaragoza, (383) aflorando también al E y N de esta localidad en el Barranco de Rané y en los Garrizos (en torno a la carretera A-220). El espesor de este tramo presenta una gran variación: 6 a 10 m en las cercanías de Epila, 5 m en el perfil de Rueda de Jalón, unos 12 m en el perfil de las Celadillas, más de una decena de metros en el Montolar y 20 m en el perfil de los Garrizos. Esta litofacies se dispone en las áreas centrales y septentrionales de la hoja sobre la unidad de yesos tabulares (42). La transición con los yesos se produce generalmente de manera gradual, de tal modo que se ha tomado como criterio, para fijar su base, la desaparición de los niveles de yeso alabastrino, de potencia decimétricas. Se observa además el paso como cambio lateral de facies de la unidad de lutitas y areniscas con niveles de conglomerados (40).

En cuanto a las facies observadas, se han identificado:

- **Mg.** Margas verdosas laminadas con ocasionales intercalaciones de niveles carbonatados y escasa bioturbación.
- **Fmg.** Lutitas margosas de color pardo rojizas.
- **Ml.** Margas grises laminadas con aspecto hojoso que incluyen nódulos de yeso alabastrino.
- **Yl.** Niveles centimétricos discontinuos de yeso laminar con textura en empalizada y estratificación ondulada.
- **Cl.** Calizas laminadas de color gris beige en estratos decimétricos con textura *mudstone* y escasos restos de bioclastos (gasterópodos).
- **Cb.** Calizas masivas con restos de bioclastos (gasterópodos, ostrácodos y oogonios de carofitas) así como fragmentos y señales de bioturbación de raíces. Estas calizas presentan nódulos de sílex dispersos y textura *mudstone* a *wackestone*.
- **Cr.** Niveles centimétricos de carácter discontinuo de dolomías blancas brechificadas. Petrográficamente son dolomicritas que han sufrido un proceso de brechificación, recristalización y desdolitización posterior.
- **Cy.** Niveles de dolomías beigeas con moldes de cristales de yeso. Se trata petrográficamente de dolomías de grano fino (dolomicritas), con granos de cuarzo, feldespatos, micas y fragmentos de rocas calizas de tamaño limo.

- **Sh.** Areniscas limosas en estratos tabulares de potencia centimétrica, petrográfica se trata de litoarenitas con abundantes fragmentos de calizas micríticas, además de cuarzo, feldespatos y micas con cemento carbonatado micrítico, en donde se observa una fina laminación paralela.

Las secuencias observadas en estas facies tienen una potencia decimétrica a métrica (hasta más de 1,5 metros) y se ordenan de la siguiente manera: hacia la base aparecen fundamentalmente margas verdosas laminadas, lutitas margosas de color pardo o margas grises o verdosas laminadas (Ma, MI, Lm) que pueden tener intercalaciones de niveles de yeso laminar y nódulos de yeso alabastrino (YI), así como de niveles de areniscas limosas (Sh), por encima se sitúan los niveles de calizas habiéndose observado niveles de calizas con moldes de yeso y brechificadas (Cy, Cr) hacia la base de la secuencias o calizas margosas laminadas (Cl), que dan paso a calizas masivas con restos de bioturbación de raíces (Cb). En general las asociaciones de facies presentan una acusada variación tanto en la vertical como en su distribución, siendo más abundantes las asociaciones con componentes lutíticos margosos y de calizas laminadas hacia el área de Epila-Lumpiaque, así como la potencia y abundancia de las intercalaciones arenosas. Mientras que hacia la parte más septentrional se observa una mayor abundancia de las facies de calizas con restos de cristales de yeso, así como de calizas brechificadas y de las intercalaciones de yeso. Esta evolución se parece a la observada en la zona de La Muela (hoja 383, Zaragoza), por ROC y PÉREZ (1998); estos autores modifican la interpretación de PÉREZ (1989) e identifican la existencia de tres asociaciones de Facies denominadas A, B, y C correspondientes respectivamente a facies marginales lacustres con influencia aluvial, facies marginales de largo carbonatado somero y facies internas de lago carbonatado. Según esta interpretación las asociaciones de facies identificadas serían pertenecientes a las dos primeras asociaciones.

1.8.8. Alternancia de calizas y margas (45)

Este tramo se sitúa de manera concordante sobre el anterior con un tránsito gradual. Su afloramiento principal se encuentra en la margen derecha del Jalón en el escarpe situado entre las localidades de Epila y Rueda de Jalón siendo observable en este escarpe el progresivo engrosamiento de la potencia del mismo. Otros afloramientos se sitúan en la margen izquierda del Jalón, aflorando por debajo de los depósitos cuaternarios de las terrazas del Jalón entre Salillas de Jalón y Lumpiaque, y también al E y N de esta localidad en el Barranco de Rané y en los Garrizos (entorno a la carretera A-220). La potencia de este tramo oscila entre los 40 m de la margen izquierda (serie de los Garrizos) a los 50 m de las cercanías de Epila (serie del Caudo) y 60 m (serie de Rueda de Jalón). Las facies observadas son similares a las observadas en el tramo anterior, pudiendo identificarse las siguientes:

- **Ma.** Margas verdosas laminadas con ocasionales intercalaciones de niveles carbonatados y escasa bioturbación.
- **MI.** Margas grises laminadas con escasa bioturbación y aspecto hojoso.
- **Cl.** Calizas laminadas de color gris-beige en estratos decimétricos con textura *mudstone* a *wackestones* y escasos restos de bioclastos. Petrográficamente se trata de calizas limosas con abundantes granos de cuarzo de tamaño limo así como micas (moscovita) y feldespatos presentando también intraclastos y peloides.

- **Cm.** Calizas masivas con restos de bioclastos (ostrácodos y gasterópodos) que presentan nódulos de sílex dispersos y su textura varía, según la abundancia de fósiles, desde *mudstone* a *wackestone* con bioclastos, observándose una escasa bioturbación por raíces.
- **Cb.** Calizas de color gris beige, con restos de bioclastos y una intensa bioturbación de raíces, presenta gradación así como posiblemente texturas de *wackestone* a *packstone* y estratificación de tipo *huckmocky*.

Estas facies se ordenan, de manera general, en secuencias de potencia decimétrica (>0,3 a 0,4) a métrica (>1 m), con una ordenación donde se encuentran en la base facies margosas (Ma y MI) sobre las que se encuentran calizas laminadas (CI) y/o masivas (Cm) culminando con calizas con intensa bioturbación por raíces (Cb). Puntualmente, en la parte más alta de estas asociaciones, se encuentran estratos con morfologías de montículos (*mud-mounds*). Estos últimos presentan una ordenación interna compuesta por una parte inferior con facies de calizas masivas (Cm) sobre las que se desarrollan facies intensamente bioturbadas por raíces (Cb), o facies de calizas laminadas (CI).

Estas asociaciones de facies se interpretan como equivalentes a la asociación de tipo C de Roc y PÉREZ (1989), pertenecientes a facies internas de lago carbonatado somero. Dentro de las columnas de Rueda de Jalón y el Caudo se identifican al menos tres ciclos, con clara tendencia estratocreciente, donde predominan esta asociación de facies interrumpidas por tramos margosos con calizas interpretados como pertenecientes a facies de margen de lago, de tipo B con clara influencia palustre. Toda la serie termina con un tramo mucho más margoso que correspondería a este tipo de facies. En el perfil de los Garrizos se identifican también los tres ciclos carbonatados, si bien el último tramo margoso no se encuentra representado. Al igual que el nivel anterior se asigna por su posición estratigráfica a la UTS N₂ de PÉREZ (1989), y su edad puede ser atribuida al Aragoniense medio.

1.8.9. Margas con intercalaciones de calizas (46)

Esta unidad forma el techo de la serie carbonatada del escarpe situado entre Epila y Rueda de Jalón, el límite con la serie anterior se sitúa en un nivel de lutitas margosas de color rojo. Se han observado las siguientes asociaciones de facies:

- **Fm.** Lutitas margosas rojo pardas con escasa bioturbación.
- **MI.** Margas blancas laminadas con escasa bioturbación y aspecto hojoso.
- **CI.** Calizas laminadas de color gris-beige en estratos decimétricos con textura *mudstone* y escasos restos de bioclastos.
- **Cb.** Calizas con restos de bioturbaciones de raíces que presentan nódulos de sílex dispersos y textura *mudstone* a *wackestone*, con superficies irregulares y ferruginizadas.
- **Cm.** Calizas masivas de color gris oscuro con texturas *mudstone* y un aspecto compacto.

Este tramo que podría pertenecer a la UTS N₃ de PÉREZ (1989), puede ser interpretado como perteneciente a facies depositadas en medios de abanico aluvial distal (asociación A de Roc y PÉREZ, 1989). La edad por su posición estratigráfica podría ser Aragoniense superior.

1.9. CUATERNARIO

Los sedimentos cuaternarios de la hoja de Epila ocupan una parte importante de la superficie de la misma, destacando, sin lugar a dudas, las terrazas del río Jalón y los depósitos de piedemonte, constituidos por glaciares y abanicos aluviales que enlazan los relieves de la Cordillera Ibérica con el valle de dicho río. Existen, además, otros depósitos como fondos de valle y vales, coluviones, fondos endorreicos, etc., que, aunque con menor representación, contribuyen también a la definición de la morfología local. Se incluyen aquí un afloramiento de carácter lacustre, cuya edad se supone Plioceno o Plio-cuaternario, pero, en cualquier caso, previo al inicio del encajamiento de la red. Con este afloramiento se inicia aquí la descripción de los depósitos recientes.

1.9.1. Calizas micríticas, calizas travertínicas y calizas oncolíticas. Calizas lacustres (47). Plio-Pleistoceno

Se trata de un afloramiento de gran interés situado al NE de la hoja, en el alto de Montolar (502 m) con una extensión de 0,5 km², existiendo además otro más pequeño situado en dirección N, a unos 300 m en la cota 442. El afloramiento principal consiste, tal y como indican GUTIÉRREZ y SANCHO (1997), y ARENAS, *et al.* (1998), en una plataforma de geometría alargada, orientada en sentido N-S e intensamente deformada por efecto de la subsidencia, presenta una estructura en sinclinal y una configuración en abanicos de capas visible en la cara este del afloramiento con un ángulo de unos 20° en los márgenes y una variación de potencia de entre 20 y 50 m. Estos materiales descansan discordantemente sobre las facies margosas con calizas de la unidad 43, que forman parte de la UTS N₂ y según ARENAS, *et al.* (1998) también parcialmente sobre unos bancos lutíticos y arenosos atribuidos a la UTS N₃ de PÉREZ (1989). La estructuración de este afloramiento se produce por efecto de la disolución de los yesos infrayacentes que produce una subsidencia sinsedimentaria con la formación de pequeñas cuencas dentro del mismo. El afloramiento se encuentra afectado por numerosos deslizamientos y fenómenos de regularización de laderas, habiéndose cartografiado un deslizamiento de grandes dimensiones en la cara oeste del afloramiento. La situación aislada de estos afloramientos hace que tanto la edad como su posición estratigráfica presenten dificultad en su asignación a una cronología determinada. No obstante, por su posición morfológica debe corresponder a una etapa inmediatamente anterior al encajamiento de la red fluvial y/o a las primeras etapas del mismo, tal y como indican GUTIÉRREZ y SANCHO (1997), y ARENAS, *et al.* (1998) los datos de los mismos supondrían su datación como al menos posterior al depósito de la UTS N₃ (Aragoniense Superior-Vallesiense) y anterior al depósito de las terrazas superiores del Jalón situadas topográficamente por debajo en la cercana loma de la Pedregosa. Este afloramiento ofrece una gran variedad de facies con una distribución areal característica, entre las que se han podido distinguir las siguientes, que han sido también diferenciadas en los trabajos de GUTIÉRREZ y SANCHO (1997), y ARENAS, *et al.* (1998).

Calizas micríticas homogéneas o Facies de micritas o biomicrita masivas de GUTIÉRREZ y SANCHO (1997), y ARENAS, *et al.* (1998). Aparecen estratificadas en bancos tabulares de poco espesor, constituyendo un depósito homogéneo, frecuentemente recristalizado. Corresponden a *mudstones* y *wackestones-mudstones*, ARENAS, *et al.* (1998) ha identificado restos de ostrácosos, corfitas y raros gasterópodos, así como granos con envuelta de tamaño milimétrico y bioturbación por raíces. Indicando también estos autores su asociación con niveles de margas grises a verdes con bioclastos y restos vegetales.

Calizas oncolíticas, Facies de oncolitos de GUTIÉRREZ y SANCHO (1997) y Facies de oncolitos y granos con envuelta de ARENAS, *et al.* (1998). Constituyen niveles tabulares, de potencia decimétrica a métrica, con base relativamente neta y gradiente hacia techo a limos calcáreos y fragmentos intraclásticos dispersos. Los oncoides presentan diámetros comprendidos entre 0,5 y 5 cm, con forma subesférica a elipsoidal. Los núcleos de los mismos son fundamentalmente restos de plantas y otros fragmentos encadenados (incluidos granos con envueltas), pueden presentar varias generaciones de envueltas formadas por la alternancia de esparita y laminas de calcita micrítica (ARENAS, *et al.* 1998). Estando formado por depósitos clásticos densos, que se enriquecen a techo, en matriz limoso-calcárea que pueden presentar según ARENAS, *et al.* (1998) estratificaciones cruzadas y geometrías de canales.

Limos calcáreos o Facies microdetriticas de GUTIÉRREZ y SANCHO (1997). Aparecen en niveles de tendencia tabular y se asocian claramente a las calizas oncolíticas. Texturalmente corresponden a *packstones* no cementados, con fragmentos intraclásticos derivados de oncoides y tubos de raíces. Muestran laminaciones onduladas y *ripples* de oleaje.

Calizas estromatolíticas, Facies de estromatolitos de bacterias, GUTIÉRREZ y SANCHO (1997) y facies de bioconstrucciones de Briophitas, ARENAS, *et al.* (1998). Aparecen formando horizontes con bandeado centimétrico subhorizontal y desarrollo ocasional de formas cóncavas, de tamaño decimétrico y centimétrico. Recubren niveles de calizas con tubos, oncolíticas o de limos calcáreos ARENAS, *et al.* (1998) las interpreta como crecimientos de briophytas (musgos) con formas arborescentes y laminares que forman bioconstrucciones.

Calizas de tallos, Facies de Tallos, GUTIÉRREZ y SANCHO (1997), Facies de macrophytas de ARENAS, *et al.* (1998). Se componen de masas travertínicas compuestas por crecimientos tubulares calcáreos desarrollados alrededor de raíces, tallos y ramas. Generalmente los tubos se encuentran fragmentados y desorientados como consecuencia de alteraciones edáficas. En ocasiones hay horizontes con tubos dispuestos verticalmente, conservando su disposición original. Otras veces se observan concreciones sobre hojas, impresiones y moldes de las mismas.

Estas facies se interpretan como depositadas en medios lacustres con escasa o nula relación con medios aluviales, tal como pone de manifiesto la ausencia de materiales detriticos (ARENAS, *et al.*, 1998). La distribución de las facies estudiadas dentro del afloramiento es la siguiente: en la parte occidental se sitúan las facies de tallos y las bioconstrucciones interpretadas respectivamente como originadas en un margen palustre y lacustre en condiciones de baja energía, Las bioconstrucciones se formarían por crecimientos de musgos (ARENAS, *et al.*, 1998), formado barreras que aglutinarían restos de plantas tal y como sucede en algunos medios lacustres actuales.

Las facies microdetriticas y las oncolíticas se depositan en la parte oriental del afloramiento apareciendo ocasionales estratificaciones en surco debidos a corrientes, lo que pone de manifiesto la existencia de una actividad de corrientes en esta parte del afloramiento.

En el centro del afloramiento se localizan las facies micríticas y margosas formadas en condiciones lacustres poco profundas y con escasa energía, la superposición de las mismas sobre el resto parece indicar una expansión de las facies lacustres (ARENAS, *et al.*, 1998). La existencia

de fenómenos de subsidencia sinsedimentaria, la presencia de crecimientos similares a los producidos en manantiales de aguas calientes actuales, y la existencia de una surgencia actual de aguas relativamente calientes, manantial de los ojos del Pontil situado en las proximidades de la cercana localidad de Lumpiaque, en el valle excavado por el cauce del Jalón; podría explicar la generación de estos depósitos como consecuencia de una paleosurgencia durante el Plioceno en esta zona tal y como indican SÁNCHEZ, *et al.* (1997) ocurre en los materiales carbonatados del terciario terminal Aragoniense Superior-Vallesiense en otras partes de la cordillera Ibérica, en relación con las estructuras que aparecen en profundidad como las descritas por SAN ROMÁN (1994) dentro de la hoja de Epila.

1.9.2. Cantos, gravas, limos y arenas. Glacis (50). Pleistoceno medio-superior

Constituyen uno de los depósitos más importantes de la hoja y, en general, de toda la cuenca del Ebro, sirviendo casi siempre de enlace entre los relieves de interfluvios y los fondos de valle.

En la margen ibérica, los glacis cuaternarios alcanzan un notable desarrollo entre los ríos Huecha y Jalón, y también entre el Jalón y el Huerva (MENSUA e IBÁÑEZ, 1977, y MENSUA y PELLICER, 1980). En el primero de estos interfluvios, al que corresponde parcialmente el sector occidental de la hoja, estos autores han diferenciado dos niveles de glacis muy compartimentados por la red de barrancos que afluyen a los ríos Huecha, Jalón y Ebro. El nivel más antiguo (G1) puede aparecer representado localmente y el G2 da lugar a una gran llanura detrítica, que enlace con el tercer nivel de terrazas por su margen izquierda. Según MENSUA y PELLICER (1980) estos glacis (y abanicos aluviales contemporáneos) se sitúan topográficamente por debajo del piedemonte Pliocuaternario cuyos depósitos más importantes se localizan al pie del Moncayo.

Al igual que los grandes abanicos los glacis de la Depresión del Ebro pertenecen al tipo de «glacis subárido o de terraza». ZUIDAM (1976b) en la región próxima a Zaragoza distingue tres tipos de glacis que son: glacis de acumulación, glacis de erosión y glacis mixtos. QUIRANTES (1972), en este mismo sector establece también tres tipos: glacis, glacis sobre terrenos yesíferos y glacis funcionales, añadiendo otra dos categorías: glacis arcillosos y glacis con corteza calcárea. A estas últimas podrían adscribirse la mayoría de los que aparecen en la hoja de Epila.

Consisten en mantos detríticos, formados mayoritariamente por cantos calcáreos, con cierto grado de desorganización, bastante heterométricos y muy frecuentemente costrificados. La gran abundancia de carbonatados en la región y el clima semiárido, dan lugar a fuertes cementaciones de los cantos. Muchos de ellos aparecen con una coraza de carbonatos que se desprende con cierta facilidad. La morfología más frecuente en los cantos es subangulosa, con un cierto grado de aplanamiento. La potencia total de estos depósitos, al menos en los perfiles observados, no sobrepasa los 2,5 m, siempre en zonas centrales o distales. La edad que se supone a estos depósitos es Pleistoceno medio-superior, por su relación con el nivel de terrazas de 35-45 m.

1.9.3. Gravas, cantos, arenas y arcillas. Terrazas (48) y (51). Pleistoceno inferior-Holoceno

Por lo que a las terrazas se refiere, constituyen uno de los sedimentos de origen fluvial que alcanzan mayor desarrollo. Aunque el sistema de terrazas más completo es el del río Jalón, también existen en el valle del río Aranda, al suroeste, y en el Barranco de la Matanza que desemboca el valle del río Jalón en la localidad de Epila.

De entre los afluentes de la margen derecha del Ebro, el sistema de terrazas del Jalón es uno de los que más desarrollo alcanza. Se han reconocido, en este sector, cuatro niveles de terrazas a +7-10 m, +20-25 m, +35-45 m y +50 m, apareciendo todas ellas en la margen izquierda, es decir, la occidental, a excepción de la más baja que, en el borde sur de la hoja también aparece en la margen derecha. La de mayor extensión es la +35-45 m, dando una amplia plataforma entre las localidades de Lumpiaque y Ricla, con una anchura en algunos puntos, de más de 2 km.

El Jalón también destaca por la ausencia de los niveles altos reconocidos en otros valles. Autores como ZUIDAM (1976b) y MENSUA e IBÁÑEZ (1977) señalan un máximo de cuatro niveles en la transversal próxima a Plasencia. ZUIDAM indica, además, un desdoblamiento topográfico en la terraza inferior. Este hecho es aplicable a esta hoz, puesto que el autor considera también como terraza baja, lo que en este trabajo se ha definido como llanura de inundación.

Las observaciones realizadas en el terreno, permite definir las como un conjunto de gravas y cantos, mayoritariamente de naturaleza cuarcítica, aunque también aparecen cantos y gravas de cuarzo, calizas, dolomías y algunas de areniscas.

La matriz es arenoso-arcillosa de color pardo o beige y en algunas zonas, como en el sector de la Estación de Epila, el nivel de +35-45 m, está muy cementado, dando lugar a verdaderos encostramientos. El tamaño medio de los cantos se sitúa entre los 3 y 7 cm, con abundantes bloques. El tamaño máximo, observado en el campo, es de unos 40 cm. El grado de redondeamiento varía entre subanguloso y redondeado. Se observan estructuras sedimentarias típicas de un medio fluvial, con cicatrices erosivas, rellenos de canal, barras y algunas imbricaciones de cantos. A techo desarrollan suelos pardos y pardo-rojizos con formación de un horizonte pedregoso, dando lugar a grandes superficies de cantos y gravas sueltas. La potencia es muy variable y oscila entre 3 y 4 m, aunque en la terraza de +35-40 m se ha observado, en algún punto, hasta 7 m de espesor.

Otro afloramiento de terrazas a tener en cuenta es el que aparece en el borde nororiental de la hoja (48). Por su posición y las características observadas no pertenece al río Jalón, sino y con toda probabilidad al río Ebro. Así parece indicarlo las direcciones de paleocorrientes siempre próximas a la dirección E-O. En este afloramiento la mayoría de los cantos son de naturaleza cuarcítica, pero también se reconocen cantos de cuarzo y de caliza. En los escasos perfiles existentes es fácil observar bolsadas del material de la terraza que penetra en la formación de margas y yesos subyacentes. Los procesos de disolución son las causas de estas deformaciones.

1.9.4. Gravas, arenas, limo y arcillas. Llanura de inundación (54). Holoceno

La llanura de inundación del río Jalón, de gran amplitud, y que en algunos puntos supera los 2,5 km de anchura. Su litología es similar a la de los fondos de valle, pero con un mayor con-

tenido en finos, sobre todo a lecho, correspondientes a las facies de desbordamiento. Por esta llanura discurre el cauce del Jalón, con un trazado sinuoso-meandriforme y encajado unos 2-3 m en la llanura. También se reconocen en la llanura las huellas de antiguos cauces por los que transcurrió el río y que en la actualidad están abandonados.

La llanura de inundación del río Jalón, tiene similares características a las aquí descritas para las terrazas, pero hay que añadirle un mayor contenido en finos y, a techo, una capa limoso-arcillosa de, aproximadamente, 1 m de potencia que corresponde a las facies de inundación. El suelo desarrollado sobre ella, ofrece un escaso grado de evolución y bastante materia orgánica. Se trata de un suelo aluvial de Vega con excelentes características para el desarrollo de los cultivos de regadío.

1.9.5. Cantos, gravas, arenas, limos y arcillas. Abanicos aluviales y conos de deyección (49) y (55). Pleistoceno y Holoceno

Los abanicos aluviales alcanzan una gran extensión dentro de la hoja de Epila son una serie de abanicos aluviales que partiendo desde las alineaciones paleozoicas y mesozoicas de los relieves occidentales pertenecientes a la Cordillera Ibérica, se desarrollan a lo largo de varios kilómetros hasta conseguir el enlace con los depósitos aluviales del río Jalón. Dado que los barrancos que originan los abanicos son muy numerosos y están muy próximos, éstos se entrelazan, interdigitando sus depósitos, dando un conjunto único que, a modo de orla, rodea los relieves. Estos mantos están formados, en general, por cantos calcáreos y también cuarcíticos, con un alto contenido en arenas y arcillas. Ofrecen una morfología muy plana y descendente hacia los valles, cierta convexidad en la zona de los ápices. También es frecuente que desarrollen una costra y techo de carácter laminar.

Hay que señalar, en primer lugar, su alta concentración en clastos carbonatados, aunque también están presentes los clastos de cuarcita. La heterometría de los mismos es bastante acusada, variando ampliamente desde la zona apical hasta el distal. La ausencia de cortes limpios, en el sector más próximo al relieve, hace que las principales observaciones sobre estos depósitos se hayan realizado en las facies centrales y distales. Así en el corte de Los Picarros, se reconocen una serie de gravas microconglomeradas y arenas con cantos en las que aparecen abundantes cicatrices internas, laminaciones y algunas reactivaciones. Hacia el techo aparece una ligera cementación y sets de láminas cruzadas. Para terminar, existe un suelo de carácter pedregoso, caracterizado por abundantes gravas sin matriz, producido por lavado de la misma. Se interpreta como un depósito de transporte por agua, multiepisódico, con desarrollo de barras de gravas y arenas a partir de flujos laminares muy tractivos. En momentos de caída de flujo se originan incisiones de canales menores. Podrían corresponder a frentes de abanicos aluviales de orla distal.

Los conos de deyección son depósitos fluviales de naturaleza arenosa y arcillosa, con niveles de gravas y cantos de naturaleza calcárea o cuarcítica. En los conos del sector oeste de la hoja, la proporción en carbonatos es bastante más alta. En cuanto a la potencia, ella es muy variable y en función inversa de las dimensiones superficiales: los conos de deyección de mayor extensión son menos potentes al ser, en general, más planos. También es muy variable el espesor dentro del mismo depósito, oscilando desde la zona apical a la distal, entre 4-6 m,

en la primera, hasta pocos centímetros en la segunda. La edad asignada a estas formaciones es Holoceno, deducida de sus relaciones laterales con los depósitos de fondo de valle, vales y llanuras de inundación, de edad reciente.

1.9.6. Gravas cuarcíticas y calcáreas con matriz arenoso-limosa. Fondos de Valle (52) y Vales (53). Holoceno

Los fondos de valle s.s. son los que se desarrollan en el sector ocupado por las alineaciones mesozoicas y paleozoicas de la Cordillera Ibérica. Se trata de depósitos formados por un predominio de gravas cuarcíticas y calizas con matriz arenosa. Por lo general están bastante encajados y, a su vez, incididos por el cauce actual, de funcionamiento estacional o esporádico. También aparecen fondos de valle s.s., en algunos sectores del Terciario detrítico, como, por ejemplo, en el cuadrante suroriental, pero allí son menos frecuentes.

Por su parte, las vales son valles de morfología más suave. Se sitúan al este de la hoja, en el sector de los yesos, donde predominan las pequeñas cuencas sin apenas drenaje en todo el año. Allí las acumulaciones recientes han rellenado el fondo de antiguos valles que tuvieron vertientes más prominentes que las que se observan en la actualidad, dando lugar a estas formaciones que, localmente, reciben el nombre de vales. FRUTOS (1968a), apunta que son características de la Depresión media del Ebro, formándose no sólo en los yesos, sino en otro tipo de materiales, alcanzando un aspecto peculiar en cada uno de ellos.

1.9.7. Arcillas, arenas, cantos y bloques. Coluviones (56). Holoceno

Son depósitos de naturaleza mayoritariamente arcillosa con algo de arena y abundantes clastos de carácter anguloso-subanguloso. La naturaleza de estos clastos depende del sustrato sobre el que se desarrollan, pero, dentro de la hoja, son mayoritariamente calcáreos. Es fácil que en corte se pueda observar su disposición en lechos, indicando cada uno de ellos los diferentes aportes que van dando origen al depósito.

Los clastos son muy heterogéneos, debido a la génesis del depósito y, a veces por lavado, pueden haber perdido gran parte de la matriz, dando lugar a una acumulación de clastos con estructura granosoportada. Este hecho es más frecuente en el tercio occidental de la hoja, sobre los relieves mesozoicos carbonatados. La potencia de estos depósitos es muy variable y depende de la pendiente de la ladera, de la longitud de la misma y de la climatología, pero suelen oscilar entre 2 y 5 cm.

1.9.8. Limos y arcillas con materia orgánica. Fondos endorreicos (57). Holoceno

Se originan en zonas de deficiente drenaje, situadas sobre las terrazas más amplias y que se suponen de origen reciente. El depósito que las caracteriza es de origen limoso-arcilloso con algo de arena y su color es gris o negro, presentando a veces en superficie eflorescencias salinas. Es muy frecuente, en este tipo de sedimentos, el desarrollo a techo de suelos de tipo vértico, o vertisuelos topomorfo. La potencia máxima no suele superar el metro o metro y

medio. Su génesis puede deberse a oscilaciones del nivel freático unido a una impermeabilización del fondo por acumulación de material fino. La edad asignada a estos sedimentos es Holoceno, y su funcionamiento puede ser activo en época de lluvias.

1.9.9. Limos, arcillas y gravas (58). Holoceno

Esta unidad cartográfica corresponde a antiguos cauces fluviales actualmente abandonados. Se localizan en su totalidad en la llanura de inundación y suelen representar depósitos de meandro. Su litología es similar a la de la llanura de inundación, con un mayor contenido en finos. En épocas de intensas precipitaciones pueden ponerse en funcionamiento.

2. TECTÓNICA Y NEOTECTÓNICA

2.1. TECTÓNICA REGIONAL

Regionalmente, la hoja de Epila se sitúa en el límite NE de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, en contacto con la Depresión y/o Cuenca Terciaria del Ebro. Los materiales que aparecen, de edades comprendidas entre el Ordovícico inferior y el Mioceno superior-Plioceno, se encuentran afectados por fases tectónicas acaecidas durante las Orogenias Hercínica y Alpina, esta última de gran significación en la estructuración actual de la región y de la relación existente entre la Cordillera Ibérica y la Cuenca del Ebro.

En lo referente al contacto entre ambas unidades estructurales, cabe destacar el trabajo de RIBA, *et al.* (1983), en el que presentan un mapa de isobatas de la base del Terciario autóctono de la Cuenca del Ebro, formado a partir de datos de sondeos profundos y de perfiles sísmicos (Figura 2.8). Deducen los autores un gran accidente tectónico, que con dirección claramente ibérica, uniría *grosso modo* las localidades de Tarazona y Belchite, pasando a escasos kilómetros al norte de la localidad de Epila, ya dentro de la hoja. Este cabalgamiento adquiere mayor salto en dirección NO, a medida que se acerca a la unión con el cabalgamiento de la Sierra de Cameros.

En esta misma línea, y en el trabajo del IGME (1987), referente a la «Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología en España», se cita la presencia de una profunda cuenca al Oeste del sondeo de Magallón, lo que implica, según este trabajo, la presencia de una típica y potente fosa de antepaís, que para este caso concreto, estaría cabalgada por la Cordillera Ibérica.

Es importante destacar los trabajos recientes de SAN ROMÁN, *et al.* (1989), y de SÁNCHEZ, *et al.* (1990), que enfocados bajo un aspecto hidrogeológico, reúnen una serie de datos, basados en una gran cantidad de sondeos y de interpretaciones geofísicas, y en los cuales llegan a perfilar de manera más clara la existencia de una serie de accidentes tectónicos en la conjunción de las dos unidades estructurales. SAN ROMÁN, *et al.* (1989) señalan la existencia de lo que denominan «Falla Noribérica», en base a datos de sondeos, geofísica y por la posición de áreas de descarga de las aguas subterráneas. Al hilo de lo expuesto, SÁNCHEZ, *et al.* (1990), definen una zona occidental para el contacto entre la Cordillera Ibérica y la Cuenca

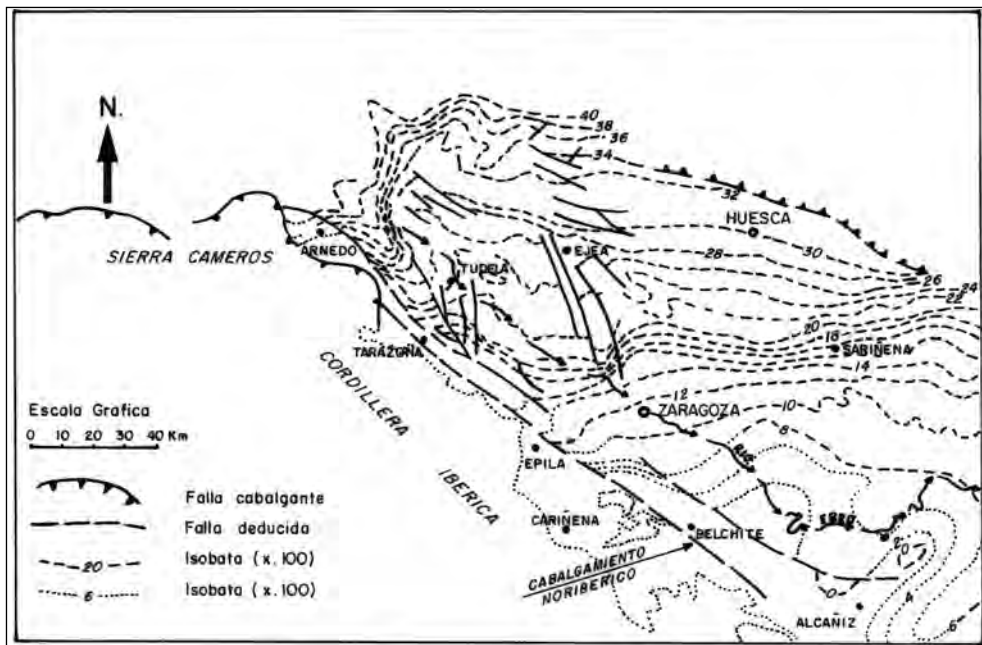


Figura 2.8. Mapa de Isobatas de la base del Terciario autóctono de la Cuenca del Ebro, según Riba, *et al.* (1983).

Terciaria del Ebro (Sector Aragonés), que se extendería entre los ríos Huerva y Alhama. En este trabajo se cita textualmente; «Su principal característica es la existencia de un gran accidente tectónico de naturaleza cabalgante sobre la Cuenca Terciaria del Ebro, sobre el que se alinean las principales descargas regionales». Se trata de los manantiales de Ojos del Pontil y Toroñel, en el río Jalón, en las cercanías de las localidades de Lumpiaque y Epila, ambas situadas dentro de la hoja, así como otros manantiales, como el de Santa Ana, situados en Pozuelo de Aragón (hoja de Pedrola núm. 353), etc. También se cita textualmente que todos los manantiales «presentan un conjunto de características hidrogeológicas e hidroquímicas que los identifican como procedentes de descargas de carácter regional (alta salinidad asociada al sulfato cálcico, bajo contenidos en tritio, temperatura de surgencia anormalmente alta, caudal constante)».

En lo que se refiere a la estructura general de la Cordillera Ibérica en el sector donde se ubica la hoja de Epila, viene determinada por la superposición de las orogenias Hercínica y Alpina. Los materiales prehercínicos de esta parte de la Cordillera Ibérica, al menos revelan tres fases de plegamiento. La primera fase corresponde a la disposición en anticlinales y sinclinales de gran radio, de dirección NNO-SSE, simétricos o disimétricos con vergencia al NE y acompañados de esquistosidad de fractura. La segunda fase se caracteriza por la aparición de cabalgamientos de orden kilométrico y de importancia regional, como puede observarse en los alrededores de la localidad de Nigüella (hoja de Illueca núm. 381). En este lugar se observa un fuerte cabalga-

miento entre el Cámbrico inferior y el Devónico. Este accidente de carácter regional, roza el ángulo SO de la hoja de Epila, a la altura de la localidad de Arándiga. Una fase final origina los sistemas de fracturas E-O, NO-SE y SO-NE, dando como resultado la fragmentación en bloques de los materiales paleozoicos. Estas fracturas controlarán posteriormente la sedimentación de los materiales depositados durante el Ciclo Alpino y la deformación posterior.

A partir del Permotriás se inicia una nueva etapa de carácter subsidente, que se prolonga durante todo el Jurásico. La serie Permotriásica se instala en las cuencas que conforman los materiales paleozoicos en su última fase distensiva o de fracturación. Dentro de la hoja de Epila, así como en las colindantes, se aprecian débiles movimientos de carácter local en la base del Lías, produciéndose a expensas de ellos depósitos de naturaleza brechoide que suelen fosilizar fallas de movimiento lítrico, que anteriormente jugaron en sentido inverso y que posteriormente, en los movimientos compresivos alpinos (oligocenos), vuelven a funcionar con carácter inverso.

Referente a lo expuesto, y frente a los movimientos de carácter compresivo que se producen durante diferentes etapas alpinas, la Cordillera Ibérica, y en especial la región donde se ubica la hoja de Epila, sufre un reajuste en los relieves paleozoicos, constituyéndose como un sistema de bloques, ya diseñados en las últimas fases hercínicas, sobre los cuales se instala, a modo de «tegumento», la facies Buntsandstein. Como consecuencia de estos movimientos, los materiales paleozoicos se estructuran en una serie de horst y semihorst, con desplazamientos a favor de los planos estructurales inclinados hacia el SO, con clara vergencia al NE. En los frentes orientales de estas estructuras, donde la compresión ha sido máxima, los sedimentos mesozoicos quedan cobijados por los materiales paleozoicos.

El punto álgido en la estructuración de la Cordillera Ibérica, se produce durante las fases compresivas paleógenas. La emersión definitiva y la inversión respecto a la actual Cuenca del Ebro, se produce a partir del tránsito Mesozoico-Terciario, con especial intensidad hacia el Oligoceno superior. En estos períodos se producen las macroestructuras de carácter compresivo que configuran la actual Cordillera Ibérica. Estos movimientos se prolongan, al menos hasta el Mioceno inferior e incluso el medio, como lo demuestra las fallas inversas de la Sierra de Cameros y su prolongación con la «Falla Noribérica» (SAN ROMÁN, *et al.*, 1989).

2.2. DESCRIPCIÓN DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS

En este sector de la Cordillera Ibérica, RICHTER (1930) distingue tres ejes de plegamiento separados por sinclinales, claramente arrumbados de NO a SE. Estos ejes son:

- Eje anticlinal de Tablado.
- Eje anticlinal del Moncayo.
- Eje anticlinal de Tabuena.

En la hoja vecina de Tabuena, número 352, se reconocen estos tres ejes principales y se definen cinco grandes unidades estructurales:

- Zona estructural de Jarque-Tablado.
- Horst de Tabuena.

- Anticlinorio Moncayo-La Tierga.
- Sinclinorio de Litago-Talamantes.
- Borde meridional de la Depresión del Ebro.

En la hoja de Epila tan sólo están representados tres de las estructuras mencionadas anteriormente y estas corresponden con:

- El límite SE del horst de Tabuena-Rodanas.
- Sinclinorio de Litago-Talamantes-La Cabota-Ricla.
- Borde meridional de la Depresión del Ebro.

El límite SE del horst de Tabuena se localiza en el cuadrante NO de la hoja y consiste en un sistema de bloques separados por fallas de dirección NO-SE, en los que afloran alternativamente materiales del Paleozoico (Silúrico-Devónico-Pérmico) y facies Buntsandstein.

El Sinclinorio de Litago-Talamantes-La Cabota-Ricla, es una larga estructura, cuya parte más meridional se constituye como «Sinclinal de Ricla» (Figura 2.9). Se extiende con dirección general NO-SE, entre el Anticlinorio del Moncayo-La Tierga, al Oeste y el horst de Tabuena y Depresión del Ebro al Este. Se encuentra formado, casi exclusivamente, por materiales de edad Jurásico y Cretácico inferior (Sinclinal de Ricla), apareciendo depósitos del Terciario rellenando principales cubetas internas (Sinclinal de La Cabota).

El borde meridional de la Depresión del Ebro, dentro de la hoja de Epila, ocupa algo más de dos tercios de la misma. En esta zona se configuran una serie de unidades que definiremos como «Cabalgamiento Epila-El Sotillo», «Anticlinal de El Sotillo-Epila», «Cabalgamiento Noribérico» y «Sinclinorio de Epila».

2.2.1. Horst de Tabuena-Rodanas

Constituye una compleja estructura de bloques levantados y hundidos, en los que los primeros se encuentran constituidos por materiales paleozoicos, que concretamente en la hoja de Epila, pertenecen casi exclusivamente al Devónico superior y Pérmico, con escasos afloramientos de Silúrico, mientras que los segundos se encuentran ocupados por materiales triásicos, preferentemente en facies Buntsandstein. Tres subunidades se distinguen dentro de este horst y/o semihorst: la primera y más septentrional corresponde con el «Anticlinal del Bollón-El Pedroso». La segunda y más extensa, situada en la parte central, corresponde con lo que se ha denominado (hoja 1:50.000 de Tabuena) «El Monoclinal de Tabuena». Y la tercera y más septentrional es la que corresponde con el «Sector de Rodanas».

La parte septentrional de esta gran unidad estructural, cuyo origen se sitúa en la vecina hoja de Tabuena, corresponde con la estructura «Anticlinal del Bollón-El Pedroso», cuyo borde meridional, situado dentro de la hoja de Epila, lo constituye una falla lítrica (Falla de Tabuena; ver Figura 0.1), que pone en contacto las series cuarcíticas y pizarrosas del Devónico superior con la facies Buntsandstein. El borde norte de la estructura se encuentra cubierto por los depósitos miocenos de la Cuenca del Ebro, bajo los cuales vuelven a aparecer las facies triásicas.

El núcleo paleozoico de la estructura se encuentra constituido por una serie monoclinial, con dirección NO-SE y buzamientos hacia el S y SO, en la que destacan preferentemente las alineaciones de cuarcitas y areniscas, dando resaltes de entidad.

En el centro de la unidad aparece el denominado «Monoclinial de Tabuena». En él afloran, casi en exclusividad, materiales de edad triásica, con predominio de la facies Buntsandstein. Esta estructura mantiene una dirección NO-SE y su buzamiento es hacia el NE, de carácter monoclinial. El borde sur de esta subunidad es una discordancia sobre los materiales paleozoicos del área y/o «Sector de Rodanas» y su borde norte lo constituye la falla de Tabuena. En el núcleo de la estructura afloran materiales del Muschelkalk y del Keuper, así como sedimentos carbonáticos de la Fm. Imón.

El borde meridional de esta gran unidad, dentro de la hoja de Epila (Sector de Rodanas), lo constituye una compleja estructura anticlinal, compartimentada y dividida por fallas hercínicas de movimiento normal y reactivadas durante la Orogénia Alpina de forma inversa, mostrando en la actualidad a los materiales paleozoicos cabalgando sobre las series triásicas. Esta estructura tiene su continuación por el SE en el anticlinal de Calatorao, bajo los depósitos carbonáticos del Jurásico y por el NO en el paraje conocido como El Morteruelo, en el que se aprecia una estructura de semigraben, cuya principal característica es la disposición general de las capas triásicas buzando hacia el NNE.

2.2.2. Sinclinorio de Litago-Talamantes-La Cabota-Ricla

Esta compleja estructura se extiende desde el noroeste de la vecina hoja de Tabuena (extremo SE del Sinclinal de Litago), atraviesa la hoja de Illueca, número 381, constituyendo el «Sinclinal de La Cabota» y su continuación en la hoja de Epila como «Sinclinal de Ricla».

Al NO de la localidad de Ricla se observa un importante sinclinal, cuyo núcleo se encuentra ocupado por una potente serie de materiales conglomeráticos del Terciario, pertenecientes a la UTS N₂ y discordantes sobre las formaciones carbonatadas del Jurásico superior y del Cretácico inferior en facies Purbeck-Weald. La mayoría de la estructura se encuentra ocupada a su vez, por una potente serie jurásica en la que se distinguen la práctica totalidad de sus formaciones litoestratigráficas, mucho mejor expuestas en el flanco SO de la estructura, debido al carácter asimétrico de la misma.

Este sinclinal presenta una vergencia al SO, con buzamientos suaves en su flanco meridional y fuertes buzamientos, incluso invertidos, en su flanco septentrional en contacto con las formaciones paleozoicas (área del Monegró). La parte y/o flanco nororiental, situado al norte de la localidad de Ricla, se encuentra cubierto por una extensa e importante acumulación de depósitos cuaternarios, tipo glaciés.

2.2.3. Borde meridional de la Depresión del Ebro

El relleno sedimentario del borde meridional de la Cuenca del Ebro esta formado por sedimentos detríticos, yesíferos y carbonatados del Mioceno en disposición casi subhorizontal y acomodados, en su parte suroccidental, a las estructuras dominantes del Mesozoico.

El borde meridional de la Depresión del Ebro, dentro de la hoja de Epila, se configura a partir de una serie de estructuras, en su mayoría deducidas a partir de datos sísmicos e hidrogeológicos, que tienen una importancia relevante. Estas estructuras, reflejadas en el Esquema Geológico Regional (Figura 2.9), corresponden con las denominaciones de «Sinclinorio de Epila», «Anticlinal de Sotillo-Epila», «Cabalgamiento del Sotillo-Epila», y «Cabalgamiento Noribérico».

El «Sinclinorio de Epila», situado en el centro de la mitad oriental de la hoja, se extiende al sur del «Cabalgamiento y Anticlinal de Sotillo-Epila» y al NE del «Anticlinal de Calatorao». Se superpone hacia el oeste sobre el «Semihorst de Tabuena» y como probable continuación del sinclinal existente entre este «semihorst» y el bloque de Rodanas.

El «Anticlinal de Sotillo-Epila», situado en el cuadrante nororiental de la hoja, presenta una dirección ONO-ESE, en su extremo occidental y NO-SE en su extremo oriental. Se extiende entre el cabalgamiento que lleva su mismo nombre y el sinclinal de Epila. Se detecta como una estructura de frente de cabalgamiento y su reflejo en superficie se puede detectar mediante suaves buzamientos en los depósitos de calizas del Mioceno, existentes en el norte de Epila y O y NO de la localidad de Lumpiaque.

El «Cabalgamiento del Sotillo-Epila», se sitúa inmediatamente al norte de la anterior estructura. Desde la localidad de Epila y hasta la finca El Sotillo se reconoce un suave anticlinal en los materiales terciarios, que se interpreta como el bloque superior del frente de este cabalgamiento. Otro dato de interés, en el cual se apoya la deducción de esta estructura es el manantial del Toroñel, de características hidrotermales, se sitúa en el cruce de esta estructura con el río Jalón. Estas características son similares a las del manantial de Ojos de Pontil, situado inmediatamente aguas abajo del anterior.

El «Cabalgamiento Noribérico», situado en el extremo Nororiental de la hoja, viene definido por los sondeos realizados en Magallón y Alberite. En estos sondeos se alcanzan materiales mesozoicos cabalgantes sobre los depósitos terciarios que son atravesados posteriormente. En la traza de este cabalgamiento, de dirección aproximada NO-SE, se sitúan las principales áreas de descarga de aguas subterráneas, que dentro de la hoja de Epila tiene su reflejo en el manantial de Ojos de Pontil (Lumpiaque).

En cuanto a la deformación frágil, ésta se ha localizado en el área situada entre el cabalgamiento del Sotillo-Epila y el cabalgamiento Noribérico donde se han cartografiado dos fallas normales de escala media y otras de menor escala no cartografiable que afecta a materiales del Terciario (yesos y calizas) estas fallas presentan dos direcciones claramente definidas NO-SE y NNO-SSE. Estas direcciones coinciden con los lineamientos observados al analizar la red de drenaje, en este área. Estas direcciones coinciden con las observadas otras áreas de la Cuenca Ibérica. Estas deformaciones responde al cambio que se produce desde una dinámica compresiva a una distensiva a finales de Mioceno (Aragoniense superior-Vallesiense). Estos procesos han sido observados asociados también con procesos halocinéticos en los yesos.

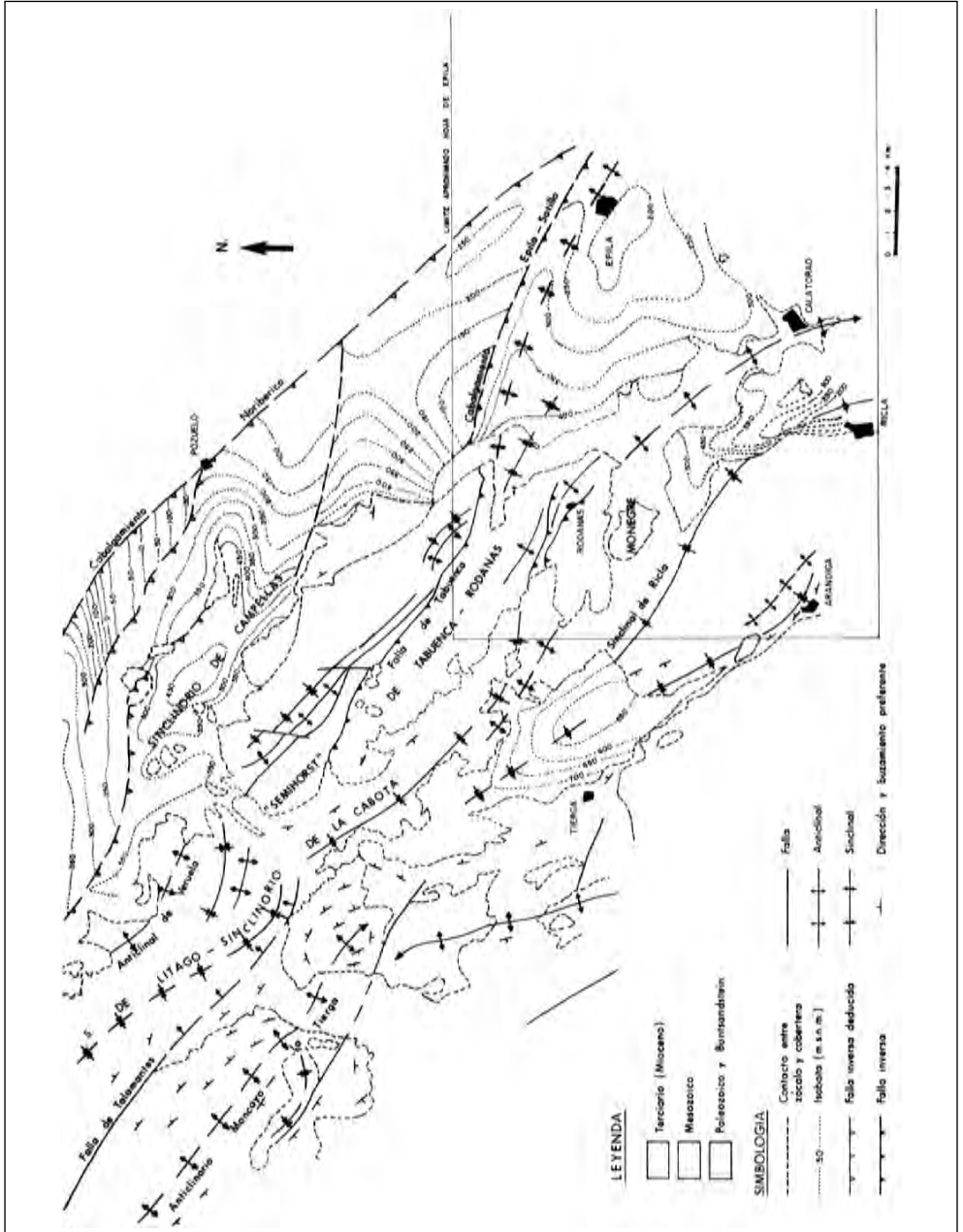


Figura 2.9. Esquema estructural del área de Tabuenca-Epila e isobatas de la base del Terciario (según SAN ROMÁN, et al., 1990).

2.3. NEOTECTÓNICA

La Cordillera Ibérica se estructura fundamentalmente, diferenciándose de la Cuenca del Ebro, durante las etapas de la compresión alpina que tiene lugar durante el Paleógeno. La mayoría de los grandes pliegues y cabalgamientos que se manifiestan en la cobertera, están condicionados por la facturación tardihercínica del zócalo Paleozoico, apareciendo con direcciones NO-SE.

Durante el Mioceno inferior-medio, los movimientos compresivos continúan y se reflejan en forma de débiles plegamientos del sector de Epila. A finales de este período se instala una etapa de sedimentación generalizada, probablemente relacionada con el comienzo de un régimen distensivo, el cual va a ser dominante durante todo el período neotectónico. A la vez que se produce esta sedimentación se van arrasando los relieves, hasta que la sedimentación culmina con una formación carbonatada de probable edad Mioceno superior, la cual enrasa con el aplanamiento sufrido por toda la Cordillera Ibérica (Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica). Este último evento, no se hace presente en la hoja de Epila.

A partir de este último acontecimiento se producen una serie de fallas normales que rompen la superficie de erosión y sus depósitos correlativos, dando lugar a una tectónica de *horst* y *graben*.

Con posterioridad los depósitos Pliocuaternarios y Cuaternarios, cubren estas deformaciones en muchos casos, pero en otros también se deforman, como sucede en el sector de La Almunia de doña Godina (hoja 1:50.000 de La Almunia de doña Godina), localidad situada al sur de la hoja de Epila.

SIMÓN (1984) señala que tal situación se repite en todo el ámbito de la Cordillera Ibérica centro-oriental y en la Depresión del Ebro y por el análisis de paleoesfuerzos ha sido interpretada como un proceso de *doming* cortical que afecta al conjunto de la región. Esta interpretación resulta coherente con el predominio de las deformaciones de componente vertical que caracterizan el estilo de esta macroestructura.

La tectónica distensiva continúa tenuemente a lo largo del Cuaternario, aunque la mayoría de las deformaciones que se producen son debidas a procesos diapíricos y/o halocinéticos. Tal como puede observarse en el escarpe de la margen derecha del Jalón o en el Montolar. En este último punto se aprecian, en los materiales de probable edad Pliocena una serie de estructuras (sinclinales y abanicos de capas) que indican una deformación sinsedimentaria producida posiblemente por la disolución diferencial de los yesos infrayacentes.

3. GEOMORFOLOGÍA

3.1. DESCRIPCIÓN FISOGRÁFICA

El territorio que corresponde a la hoja de Epila (382, escala 1:50.000) se sitúa en el sector centro-occidental de la provincia de Zaragoza, Comunidad Autónoma de Aragón.

Se trata de un territorio de grandes contrastes paisajísticos y de relieve, debido a su situación geológica y estructural y a la diversidad de materiales aflorantes, cuyas edades, en general, están comprendidas entre el Paleozoico y el Cuaternario.

Desde el punto de vista morfoestructural la hoja está a caballo entre el sector nororiental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y el sector noroccidental de la Depresión del Ebro. Entre ambos dominios se instala el curso bajo del Jalón, ya muy próximo a su desembocadura en el río Ebro. Este contexto condiciona la distribución del relieve de la hoja que se estructura en tres zonas muy diferentes.

La primera zona ocupa el tercio occidental de la hoja y corresponde al dominio de la Cordillera Ibérica. En ella se encuentran los relieves más elevados, destacando las alineaciones montañosas de las tierras de la Arándiga, Monegré, Nava Alta y los relieves de Orchi y el Pedroso. Casi todas estas alineaciones tienen una dirección NO-SE, a excepción de Nava Alta con un rumbo de N-S. Las mayores alturas se encuentran próximas a los 1.000 m. destacando Buitrera con 994 m, y Monegré con 928 m. Otros puntos como los de Orchi (812 m) y el Pedroso (770 m) completan los altos más relevantes del sector. En general, el relieve de esta zona es muy accidentado y con importantes diferencias altimétricas. La red de drenaje, muy incidida, produce profundas entalladuras y estrechos barrancos, dando lugar a una morfología dentada.

La segunda zona ocupa el tercio oriental de la hoja y corresponde a la Depresión del Ebro. Está constituida por sedimentos terciarios y la naturaleza mayoritariamente blanda de los materiales y su disposición subhorizontal, da lugar a una morfología mucho más suave que la anterior, con una altura media de 400 m, destacando el vértice del Montolar con 502 m, al noreste, donde están las máximas alturas del Terciario.

Finalmente, situado aproximadamente en el tercio central de la hoja y con una dirección SSO-NNE, se encuentra el valle del Jalón, con una llanura de inundación que a veces alcanza hasta 3 km de anchura. Dicho cauce discurre por una depresión alargada de unos 10 a 12 kilómetros de ancho, con vertientes muy dispares. La izquierda presenta una pendiente suave y constante que parte de los relieves orientales de la Cordillera Ibérica. La vertiente derecha, en cambio, es bastante reducida, da un gran escarpe en el sector norte, con paredes verticalizadas que en algunos puntos superan los 100 m de salto, y con importantes procesos de gravedad en sus bordes.

Hidrográficamente el territorio de la hoja de Epila pertenece a la cuenca del Ebro, y es drenado por su afluente, el río Jalón. La desembocadura del Jalón al Ebro se ubica en la hoja contigua, por el NE, de Zaragoza (27-15). La red de drenaje se ordena entonces en torno a este cauce que, con una dirección general de SSO-NNE, atraviesa la mitad oriental de la hoja. Su trazado actual, entre sinuoso y meandriforme discurre por la llanura de inundación, a veces con gran amplitud.

La red secundaria que drena la hoja de Epila consiste en un conjunto de barrancos, muchas veces paralelos, que vierten sus aguas al río Jalón. En algunos sectores este conjunto se presenta con una gran densidad y en las zonas más elevadas alcanzan pendientes superiores 4%. Destacan, por la margen derecha, los barrancos del Canario, de la Matanza, de Campoviejo y de la Dehesa, y por la izquierda los de las tres Alcantarillas, Cascayo, de las Lagunas, de Pedro Moreca, de Rané, de Perique, etc., además del río Aranda, al suroeste, que desemboca en el Jalón en la hoja contigua de la Almunia de doña Godina (26-16).

Desde el punto de vista climático existen dos dominios. El primero de ellos se conoce como Somontano y se manifiesta en el valle del Jalón y en la cuenca terciaria. Corresponde a un clima de tipo Mediterráneo, con tendencia a la continentalidad y a la semiaridez, clima cada vez

más acusado a medida que se adentra en la Depresión del Ebro. El otro dominio, el sector occidental, se caracteriza por un clima algo más frío, con mayor influencia del Moncayo y con una pluviometría en torno a los 400 mm/año.

Los principales núcleos de población son Epila y Ricla, seguidos de Calatorao, Lucena de Jalón, Lumpiaque, Rueda de Jalón y Arándiga. Todos ellos situados en los valles de los principales ríos como el Jalón y el Aranda.

La economía de estos municipios se basa mayoritariamente en la agricultura, destacando los frutales, algunos cereales y viñedos. Los cultivos de regadío alcanzan también un gran desarrollo, sobre todo en la llanura aluvial del Jalón y en algunos niveles de terrazas. La ganadería tiene escasa relevancia y se reduce exclusivamente al ganado ovino. Recientemente, en el entorno de Ricla, se han instalado varios centros de explotación avícola.

Otras fuentes de riqueza existentes, tanto dentro de la hoja como de la comarca, son las explotaciones de áridos para machaqueo y de piedra de sillería y ornamentación. Las principales se localizan en los términos municipales de Calatorao, Rueda de Jalón y Ricla. Las explotaciones se instalan por lo general en las calizas del Jurásico medio (Dogger).

La red de comunicaciones es muy buena, destacando el paso de la N-II (Madrid-Barcelona) por el cuadrante sureste de la hoja. Existen, además, una serie de carreteras comarcales y locales que comunican unos núcleos con otros y que, generalmente, discurren por los valles. Por otra parte hay también una red de caminos carreteras, muy numerosos, que permiten el acceso a casi la totalidad de la superficie de la hoja a excepción de algunos sectores muy montañosos en el tercio occidental.

3.2. ANTECEDENTES

La bibliografía existente sobre este sector de la geografía aragonesa es bastante abundante, quizás por tratarse de una zona de contacto entre dos grandes dominios morfoestructurales como son la Cordillera Ibérica y la Depresión del Ebro. Tanto de uno como de otro dominio existe una amplia y diversa literatura.

Por lo que se refiere al aspecto geomorfológico o del Cuaternario, existen trabajos de carácter regional que se ocupan tanto de los Piedemontes que enlazan los marcos montañosos con la cuenca, como de los sistemas fluviales de los principales ríos, el Ebro y sus afluentes, y de las terrazas que definen su evolución. Esta bibliografía se hace, sin embargo, muy escasa en cuanto descendemos a este sector concreto. No obstante, se hará referencia a una serie de trabajos que han servido como punto de partida para el desarrollo de éste.

Entre los trabajos más antiguos hay que destacar dos de FERRANDO (1925a, b), el primero se refiere a los depósitos pleistocenos próximos a la localidad de Zaragoza y el segundo, de carácter más general, donde se analiza la tectónica que define la disposición del valle del Ebro.

Posteriormente, FRUTOS (1968a y b) vuelve a hacer referencia a los depósitos pleistocenos, próximos a la localidad de Zaragoza, principalmente a los glaciares, y hace también algunas consi-

deraciones sobre la morfología tan característica que producen los yesos en el sector medio del valle del río Ebro, dentro del cual se ubica la hoja de Epila.

Por otra parte, están los trabajos de IBÁÑEZ y MENSUA (1975a y b), que se preocupan por la causa de la asimetría de los valles de la margen derecha del Ebro, entre los que destaca el Jalón, y de la evolución de las vertientes en condiciones semiáridas. Ambos trabajos son de gran interés para el sector. Estos dos autores se ocupan del Piedemonte Ibérico en las comarcas de la Almunia y Cariñena, y analizan un perfil de la Depresión del Ebro en su sector meridional.

Otros trabajos más recientes contribuyen sobremedida al conocimiento morfológico de esta región, como el de ALBERTO-GIMÉNEZ, *et al.* (1984), que realiza una monografía sobre el «Cuaternario de la depresión del Ebro en la región aragonesa», en el que presenta, además, una cartografía geomorfológica y edafológica, a escala 1:200.000. En esta cartografía ya se pueden apreciar los principales rasgos de la zona. Se aportan también numerosos datos climáticos y se describen las características principales de sus bordes montañosos.

Finalmente, no hay que olvidar el avance conseguido en el conocimiento de la cuenca del Ebro y sus bordes, con la realización de las hojas geológicas, a escala 1:50.000, del Plan Magna, producidas por el Instituto Tecnológico y Geominero de España, y que desde los años sesenta hasta la actualidad ha ido cubriendo casi la totalidad del territorio español.

3.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO

En este apartado se tienen en cuenta dos aspectos fundamentales en todo estudio geomorfológico: uno, de carácter estático o morfoestructural, y otro dinámico o externo. El primero considera el relieve como una consecuencia del sustrato geológico y de la disposición del mismo y el segundo analiza la actuación e importancia de los procesos exógenos sobre dicho sustrato y las características de dichos procesos.

3.3.1. Estudio morfoestructural

Desde el punto de vista morfoestructural, la hoja de Epila se encuentra a caballo entre el sector nororiental de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, al oeste, y el suroccidental de la Depresión del Ebro, al este. En el límite entre ambos se instala el río Jalón que, en este sector, da un amplio valle, estando muy próximo a su desembocadura en el río Ebro.

Las características del relieve están muy condicionadas por la litología y la tectónica. Los relieves más acusados se localizan en el tercio occidental, precisamente ocupado por el dominio de la Cordillera Ibérica. En este sector aparece un núcleo paleozoico, «Eje Anticlinal de Tabuena», según RICHTER (1930), en el que afloran materiales de edades comprendidas entre el Ordovícico inferior y el Pérmico. Al suroeste de este núcleo existe una amplia estructura sinclinal, denominada por RICHTER (1930), como Sinclinal de Litago. Los materiales que forman esta estructura son de edad mesozoica, principalmente Jurásicos, y dan una serie de alineaciones de rumbo NO-SE. La alternancia de sedimentos competentes e incompetentes y la ero-

sión, generan una serie de escarpes de largo recorrido como los que aparecen en el cuadrante suroeste, en la margen izquierda del barranco de las Espinedas, y en ambas vertientes de los Montes de los Picarros. No se observan, en este sector, grandes ejemplos de formas estructurales debido a la acusada incisión fluvial y a la densidad de la misma, lo que da lugar a una apretada red de barrancos e interfluvios que impiden, frecuentemente, el reflejo de esta morfología.

El tercio central, ocupado por el valle del Jalón, refleja también la influencia estructural en el modelado. Como puede observarse, este cauce ofrece una dirección clara y rectilínea SO-NE, con un significativo quiebro entre Lumpiaque y Epila. Esta desviación sufrida por el río, podría ser motivo de la presencia de un gran accidente de fondo, de dirección NO-SE, conocido como el cabalgamiento de Epila-Sotillos. Este accidente podría coincidir con el trazado del barranco de Rané, en la margen izquierda del Jalón y continuar por el barranco de la Matanza, en la margen derecha del mismo.

Por lo que se refiere al tercio oriental, ocupado por sedimentos terciarios, en disposición horizontal o subhorizontal, la morfología estructural está limitada a pequeños escarpes y replanos estructurales, además de algunas cuevas de muy poco buzamiento. También se observan cerros cónicos y resaltes de capas duras, todo ello debido a existencia de niveles competentes. Esta morfología, que aparece mayoritariamente en el cuadrante noreste, es consecuencia de una mayor heterogeneidad en la competencia de los materiales del sector.

Por otra parte, uno de los accidentes morfológicos más significativos dentro de la hoz, es el fuerte escarpe que existe en la margen derecha del río Jalón, entre Epila y Urrea de Jalón. El desnivel existente, en algunos puntos, supera los 150 m. La gran linealidad de este escarpe, la coincidencia de dirección, con otros accidentes próximos y la cercanía a la «Falla Nordibérica» y al «Cabalgamiento de Epila-Sotillos», hacen pensar en la existencia de una fractura paralela al valle, con funcionamiento reciente, que habría producido un levantamiento de su labio oriental y el desplazamiento progresivo del Jalón hacia el este, dando lugar a esta gran asimetría.

Para finalizar este apartado, además de algunos hechos relacionados con la red fluvial que ya se han descrito, conviene hacer un análisis de la misma en su conjunto, ya que es frecuente la existencia de direcciones preferentes en los cauces, tramos muy rectilíneos, e incluso cambios bruscos en la dirección de algunos de ellos.

En la Figura 3.10 se ha representado la red de drenaje y las principales direcciones de circulación del agua. Una de las que primero llama la atención es la SO-NE, que toma el Jalón en este tramo de su recorrido, y a la que se adaptan algunos cauces de la red secundaria. El segundo lugar se destaca la dirección complementaria NO-SE, correspondiente a la orientación de la falla Nordibérica y al cabalgamiento de Epila-Sotillos. Este último parece, aproximadamente, coincidir con el trazado de los valles de los barrancos de Rané y de la Matanza, ambos afluentes del Jalón. En este punto de confluencia el Jalón sufre un importante desplazamiento de unos 4 ó 5 km. También a esta misma dirección se adaptan una serie de barrancos de la red secundaria, pero de largo recorrido.

La familia NNO-SSE coincide con algunas de las estructuras desarrolladas en el cuadrante SO, donde se observan cambios de dirección respecto al cuadrante NO. Finalmente, se observan

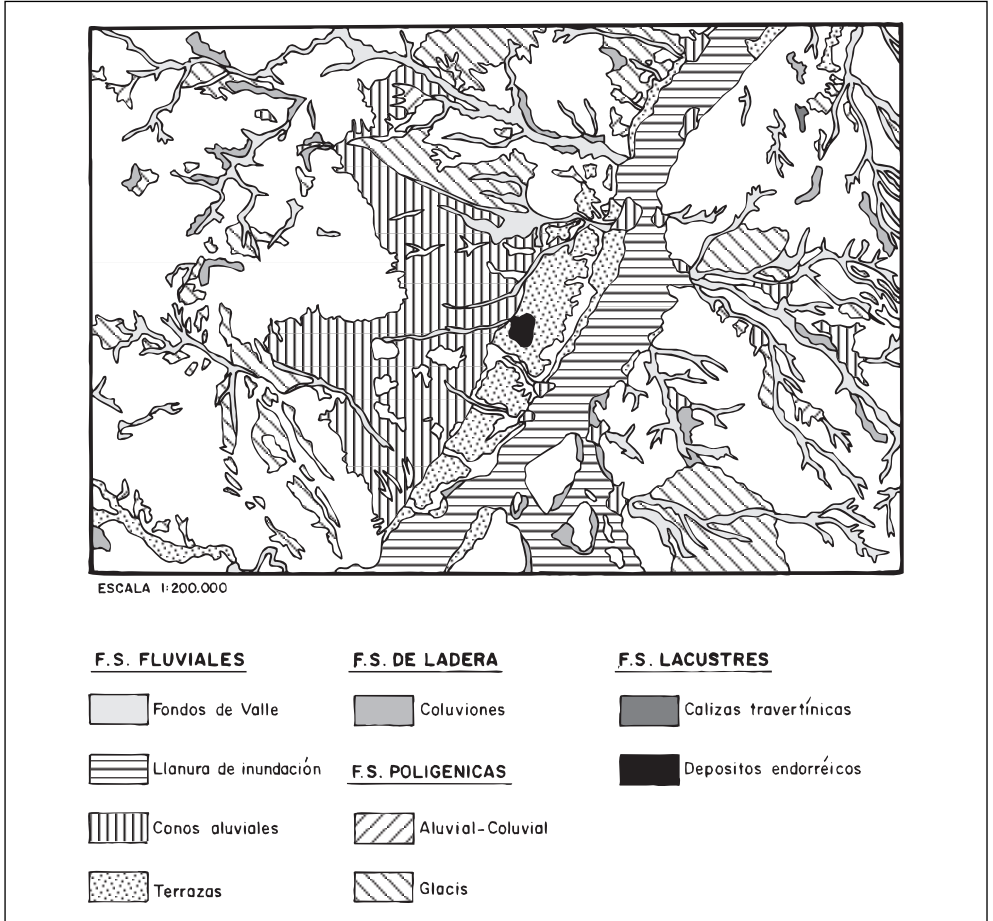


Figura 3.10. Mapa de formaciones superficiales.

numerosos cauces que se adaptan a la ENE-OSO perteneciente a la red secundaria y también de largo recorrido.

La morfología de la red es muy diferente de unos lugares a otros. En el dominio de la Cordillera Ibérica y en el sector norte del terciario la red es de tipo dendrítico de muy alta densidad, y donde el drenaje de primer orden es subparalelo. La densidad disminuye bastante en el sector central, pues es la zona donde se instalan los glacis y los abanicos procedentes de la Cordillera. En el cuadrante SE, el drenaje es también de tipo dendrítico, pero de densidad media, con pequeños sectores donde puede llegar a ser media-alta.

La alta densidad de la red en el terciario del sector septentrional, coincide con la presencia del cabalgamiento de Epila-Sotillos. Sería lógico pensar, entonces, en una tendencia ascendente

al norte de dicho accidente, con un descenso del nivel de base, que provocaría la instalación de una red muy incisiva sobre materiales blandos, dando como resultado esta gran proliferación de barrancos.

3.3.2. Estudio del modelado

Se analizan aquí todas las zonas cartografiadas en el mapa que han sido originadas por la acción de los procesos externos, que tienen un carácter tanto erosivo como sedimentario. También se describen dichos procesos y su importancia en el modelado del relieve. Dos son las morfologías más significativas dentro del ámbito de la hoja: la fluvial y la poligénica, aunque las debidas a la estructura, la gravedad y el drenaje deficiente, de menor importancia, también contribuyen a definir el relieve local.

3.3.2.1. *Formas fluviales*

En la hoja de Epila, la morfología fluvial es la que domina el modelado, siendo tan importante la de carácter erosivo como la de sedimentario. Es característico, dentro de estas formas, los fondos de valle, llanuras de inundación, conos de deyección y terrazas entre otras.

Los fondos de valle s.s. son los que se desarrollan en el sector ocupado por las alineaciones mesozoicas y paleozoicas de la Cordillera Ibérica. Se trata de depósitos formados por un predominio de gravas cuarcíticas y calizas con matriz arenosa. Por lo general están bastante encajados y, a su vez, incididos por el cauce actual, de funcionamiento estacional o esporádico. También aparecen fondos de valle s.s., en algunos sectores del Terciario detrítico, como por ejemplo en el cuadrante suroriental, pero allí son menos frecuentes.

Por lo que a las terrazas se refiere, constituyen uno de los sedimentos de origen fluvial que alcanzan mayor desarrollo. Aunque el sistema de terrazas más completo es el del río Jalón, también existen en el valle del río Aranda, al suroeste, y en el barranco de la Matanza que desemboca el valle del río Jalón en la localidad de Epila.

De entre los afluentes de la margen derecha del Ebro, el sistema de terrazas del Jalón es uno de los que más desarrollo alcanza. Se han reconocido, en este sector, cuatro niveles de terrazas a +7-10 m, +20-25 m, +35-45 m y +50 m apareciendo todas ellas en la margen izquierda, es decir, la occidental, a excepción de la más baja que, en el borde sur de la hoja también aparece en la margen derecha. La de mayor extensión es la +35-45 m, dando una amplia plataforma entre las localidades de Lumpiaque y Ricla, con una anchura en algunos puntos, de más de 2 km.

El Jalón también destaca por la ausencia de los niveles altos reconocidos en otros valles. Autores como ZUIDAM (1976a y b) y MENSUA e IBÁÑEZ (1977) señalan un máximo de cuatro niveles en la transversal próxima a Plasencia. ZUIDAM indica, además, un desdoblamiento topográfico en la terraza inferior. Este hecho es aplicable a esta hoz, puesto que el autor considera también como terraza baja, lo que en este trabajo se ha definido como llanura de inundación.

Por otra parte, la gran asimetría de este valle es frecuente en la mayoría de los ríos de la vertiente meridional del Ebro, con un desplazamiento de los mismos siempre hacia poniente, lo que podría indicar una influencia de la tectónica, hecho ya señalado por IBÁÑEZ y MENSUA (1976) para el desplazamiento suroeste-noroeste del cauce del Ebro durante el Cuaternario.

Una de las características de estas terrazas es su dispositivo morfológico de terrazas colgadas, es decir, que dejan ver el sustrato terciario subyacente, a excepción del nivel inferior que se encuentra solapado sobre la llanura de inundación.

Otro afloramiento de terrazas a tener en cuenta es el que aparece en el borde septentrional de la Hoz, muy próximo a la esquina noreste. Por su posición y las características observadas en la Hoz, este nivel no pertenece al río Jalón, sino probablemente al río Ebro. Así parecen indicarlo también las direcciones de las paleocorrientes, siempre aproximándose a la dirección E-O. En este afloramiento la mayoría de los cantos y gravas son de naturaleza cuarcítica, pero se reconocen también de cuarzo y calizas. En los escasos perfiles existentes es fácil observar bolsadas de cantos que penetran en la formación de margas y yesos subyacentes. Los procesos de disolución son las causas de estas deformaciones.

Otra de las formas fluviales con depósito es la llanura de inundación del río Jalón, de gran amplitud, y que en algunos puntos supera los 2,5 km de anchura. Su litología es similar a la de los fondos de valle pero con un mayor contenido en finos, sobre todo a lecho, correspondientes a las facies de desbordamiento. Por esta llanura discurre el cauce del Jalón, con un trazado sinuoso-meandriforme y encajado unos 2-3 m en la llanura. También se reconocen en la llanura las huellas de antiguos cauces por los que transcurrió el río y que en la actualidad están abandonados.

Los conos de deyección se localizan, principalmente, en el valle del río Jalón, a la salida de algunos arroyos y barrancos. Su morfología característica permite reconocerlos fácilmente, tanto en la foto aérea como en terreno. Uno de los conos de mayor tamaño se encuentra en la Estación de Epila. Otros conos de importancia se desarrollan en la margen derecha del barranco de la Matanza, donde algunos alcanzan una superficie de más de 1 km².

Los otros depósitos de carácter fluvial que alcanzan una gran extensión dentro de la hoja de Epila son una serie de abanicos aluviales que partiendo desde las alineaciones paleozoicas y mesozoicas de los relieves occidentales pertenecientes a la Cordillera Ibérica, se desarrollan a lo largo de varios kilómetros hasta conseguir el enlace con los depósitos aluviales del río Jalón. Dado que los barrancos que originan los abanicos son muy numerosos y están muy próximos, éstos se entrelazan, interdigitando sus depósitos, dando un conjunto único que, a modo de orla, rodea los relieves. Estos mantos están formados, en general, por cantos calcáreos y también cuarcíticos, con un alto contenido en arenas y arcillas. Ofrecen una morfología muy plana y descendente hacia los valles, cierta convexidad en la zona de los ápices. También es frecuente que desarrollen una costra y techo de carácter laminar.

Según SOLÉ SABARIS (1964) estos depósitos, junto con los glaciares, pertenecen al tipo subárido, y las condiciones climáticas en que se produciría la acumulación, serían las correspondientes a períodos fríos (MENSUA, 1964, y ZUIDAM, 1976b) mientras que su incisión supondría la existencia de períodos cálidos (MENSUA, 1964) o interglaciares (ZUIDAM, 1976b).

En cuanto a la morfología de carácter erosivo, la principal manifestación es la *incisión vertical*, predominando claramente en la hoja de Epila. PANZER (1926), señala, al estudiar los valles de la cuenca del Ebro, que el modelado es mayoritariamente erosivo y tiene lugar sobre cualquier tipo de terreno. La velocidad de excavación es un hecho difícil de valorar y, en general, depende de factores locales, aunque a veces son causas alóctonas las que lo motivan, como los descensos de nivel de base regional o las condiciones climatológicas. Estas últimas son muy favorables, en la Depresión del Ebro, para que se produzca el encajamiento de la red, sin olvidar el factor antrópico que con la desforestación colabora eficazmente a aumentar el acaravamiento y su velocidad de progresión (ALBERTO, *et al.*, 1984).

La tectónica es sin duda otro de los factores que más influyen en los procesos de incisión como señalan IBÁÑEZ y MENSUA (1976) para el sector de los alrededores de Zaragoza, o CAPOTE (1981) y SIMÓN (1984) en la Cordillera Ibérica.

Todos estos encajamientos tan acusados dan lugar a una morfología muy dentada, en algunos sectores, donde alternan de forma repetida barrancos acusados con interfluvios agudos o en arista. Por el contrario en los sectores de relieve más suave tienen lugar procesos de «arroyada difusa», que dejan pequeños surcos en el terreno, de funcionamiento esporádico y trazado variable.

3.3.2.2. *Formas de ladera*

Dentro de este grupo los únicos representantes, en esta hoja, son los «coluviones» y los «desprendimientos». Los primeros se localizan mayoritariamente en el tercio occidental y al pie de las vertientes, alternando con los depósitos de glacia. Forman bandas alargadas y paralelas a los cauces, pero nunca alcanzan grandes dimensiones. Sus depósitos están constituidos por acumulaciones heterométricas de clastos, originadas por erosión mecánica y transportadas por la acción conjunta del agua y la gravedad. Se caracterizan por un alto contenido en materiales finos.

Los desprendimientos no son frecuentes y sólo se han reconocido en el gran escarpe que existe en la margen derecha del Jalón, entre Epila y Urrea del Jalón. La inestabilidad del mismo es muy acusada, lo que unido a la erosión, provoca el aislamiento de bloques en torreones, dando lugar a la caída de los mismos, a veces de varios m³.

Se observan también pequeños «deslizamientos traslacionales», pero el tamaño de los mismos, junto a la verticalidad del escarpe no permite su representación.

3.3.2.3. *Formas lacustres*

Están representadas por dos pequeñas áreas de mal drenaje que se instalan encima de la terraza de +35-45 m, una de ellas en las proximidades de Salillas del Jalón, y la otra en el paraje denominado Balsa de la hoja. Se originan como consecuencia de la morfología acusadamente plana de la terraza y de los ascensos y descensos del nivel freático. La acumulación de material fino en el fondo de estas zonas produce cierta impermeabilización del mismo. Zu-

DAM (1976b) en su tesis doctoral sobre la región de Zaragoza, apunta que las depresiones endorreicas instaladas sobre glaciares y terrazas, son el resultado de procesos de erosión y disolución selectiva, tesis que también podría concurrir en este caso. Estas formas son de pequeñas dimensiones; la mayor de ellas alcanza 1 km² aproximadamente. Pueden acumular algún tipo de sales en sus depósitos de fondo produciendo eflorescencias salinas.

Dentro de las formas lacustres también se incluye un pequeño afloramiento situado en el cuadrante noreste de la hoja, único por sus características, y que alcanza 1 km de largo y unos 300 m de ancho. Ocupa el punto más alto de este sector, el Montolar con 502 m y está desconectado de cualquier depósito reciente. Parece ser anterior al encajamiento de la red fluvial, pero también bastante más moderno que los depósitos terciarios subyacentes. Podría corresponder al Pliocuaternario o a un Cuaternario antiguo.

Se trata de un afloramiento con treinta metros de potencia, aproximadamente, y en el que se detectan las siguientes facies: calizas micríticas homogéneas, calizas brechoides, calizas oncolíticas, limos calcáreos, calizas estromatolíticas y calizas de tubos. Se reconocen casi todas las partes de un lago, desde las facies micríticas centrales hasta las marginales con nucleación de oncoides, influencia de oleaje y facies de orla externa correspondiente a un margen intensamente vegetado. También se dan procesos edáficos quizás debidos a la bajada de la lámina de agua y a la exposición subaérea prolongada, lo que daría lugar a las calizas brechoides.

Hay que añadir además que este afloramiento se encuentra algo alterado en su disposición, dando una morfología de muela. Esto puede ser debido a la presencia de yesos, en los materiales subyacentes, que producirían colapsos por disolución y la consiguiente adaptación de los materiales situados encima.

3.3.2.4. *Formas poligénicas*

Las formas poligénicas son aquellas en las que intervienen varios procesos para su formación. En esta hoja se han diferenciado «vales», «aluviales-coluviales» y «glaciares».

Por su parte, las vales son valles de morfología más suave. Se sitúan al este de la hoja, en el sector de los yesos, donde predominan las pequeñas cuencas sin apenas drenaje en todo el año. Allí las acumulaciones recientes han rellenado el fondo de antiguos valles que tuvieron vertientes más prominentes que las que se observan en la actualidad, dando lugar a estas formaciones que, localmente, reciben el nombre de vales. FRUTOS (1968), apunta que son características de la Depresión media del Ebro, formándose no sólo en los yesos, sino en otro tipo de materiales, alcanzando un aspecto peculiar en cada uno de ellos.

Sobre los yesos las vales se caracterizan por ser estrechas y ramificadas y por lo general convergen en una val colectora de mayores dimensiones. ZUIDAM (1975) y SORIANO (1982) mencionan al respecto, en otros puntos de la cuenca, la existencia de otros niveles, por encima de la morfología actual de la val, que podrían relacionarse con las de terraza del cauce principal (río Jalón). Según estos autores, el hecho podría significar una génesis, no sólo local, sino regional, tal vez por influencias de cambios climáticos.

Las vales excavadas en margas y areniscas (ALBERTO, *et al.*, 1984) son también peculiares y frecuentes en el sector del Bajo Aragón. En estos casos el relleno de fondo de la vale es principalmente limo-arcilloso. Algunos autores, como LLAMAS (1962), suponen una participación del viento en la génesis de estos depósitos, debido al alto contenido en limos. Otros autores (TORRAS Y RIBAS, 1968) piensan que existe además una movilización acuosa. ZUIDAM (1976b) cree que el material limoso procede, en su mayoría, de la erosión de los suelos formados en las partes altas, transportados por arroyada laminar en la vertiente, relegando la actuación del viento a un segundo plano. En lo que si coinciden la mayoría de los autores es que estos depósitos son resultado de una triple dinámica: fluvial, de vertiente y eólica. Por último, suele ocurrir que el trazado de estos valles se adapta a cambios de facies o líneas de fracturación.

Los aluviales-colviales son aquellos fondos de valle que están constituidos por depósitos fluviales, transportados por el río y por aportes laterales procedentes de las laderas. Unos y otros se interdentan, dando lugar a unos fondos de perfil amplio y en «U», en los que es difícil su separación. Se reconocen en la esquina noreste de la hoja, al norte del pico Montolar, así como en algunos valles de la Cordillera Ibérica y de las áreas con sedimentos terciarios.

Los glacis son una de las formas más importantes de esta hoja y, en general, de toda la cuenca del Ebro. Constituyen formas de enlace entre las vertientes de las sierras y los valles o depresiones. En la Depresión del Ebro ocupan grandes extensiones, tanto al pie de los relieves pirenaicos e ibéricos, como en las plataformas terciarias que dominan el centro de la depresión. Existe abundante literatura sobre su significado.

En la margen ibérica, los glacis cuaternarios alcanzan un notable desarrollo entre los ríos Huecha y Jalón, y también entre el Jalón y el Huerva (MENSUA E IBÁÑEZ, 1977). En el primero de estos interfluvios, al que corresponde parcialmente el sector occidental de la hoja, estos autores han diferenciado dos niveles de glacis muy compartimentados por la red de barrancos que afluyen a los ríos Huecha, Jalón y Ebro. El nivel más antiguo (G_1) aparece representado localmente en áreas septentrionales y centrales de los cuadrantes más occidentales de la hoja y el G_2 da lugar a una gran llanura detrítica, que enlace con el tercer nivel de terrazas por su margen izquierda. Estos glacis (y abanicos aluviales contemporáneos) se sitúan topográficamente por debajo del piedemonte Pliocuaternario cuyos depósitos más importantes se localizan al pie del Moncayo.

Al igual que los grandes abanicos los glacis de la Depresión del Ebro pertenecen al tipo de «glacis subárido o de terraza». ZUIDAM (1976b) en la región próxima a Zaragoza distingue tres tipos de glacis que son: glacis de acumulación, glacis de erosión y glacis mixtos. QUIRANTES (1972), en este mismo sector establece también tres tipos: glacis, glacis sobre terrenos yesíferos y glacis funcionales, añadiendo otra dos categorías: glacis arcillosos y glacis con corteza calcárea. A estas últimas podrían adscribirse la mayoría de los que aparecen en la hoja de Epila.

Si se observa la cartografía geomorfológica de la hoja, se pueden ver unos glacis de amplio desarrollo superficial y próximos al cauce del río Jalón, por ambos márgenes. Corresponderían al nivel G_2 del que ya se ha hecho mención anteriormente. Por otra parte se reconocen una serie de glacis, en el sector de la Cordillera Ibérica, mucho más reducidos y muy recortados por una intensa disección de la red fluvial. En unos existe una importante cementación de la masa conglomerática y en otros la presencia de una costra, a techo, a veces de más de 50 cm de espesor.

3.3.2.5. Formas kársticas

Las formas kársticas no son frecuentes en la hoja de Epila, salvo las menores del karst (lapiaces) y una única dolina.

Los lapiaces son escasos y poco desarrollados, pero cuando aparecen lo hacen en el tercio occidental de la hoja, sobre los materiales carbonatados del Jurásico.

La dolina está situada en el paraje de la Peña del Tomillo, en la vertiente sur de la sierra de Monegre, sobre el Jurásico y es la única dolina reconocida en la hoja. Tiene forma ovalada, en dirección E-O, con una longitud de 300 m y una anchura entre 150 y 200 m. Está en una ladera y se puede observar perfectamente su relleno de fondo. Parece tratarse de una dolina de colapso.

3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

Este término es introducido en España por Goy, *et al.* (1981) en la I Reunión de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio, celebrada en Santander. Como formaciones superficiales se definen todos aquellos materiales coherentes o no, pero que pueden sufrir una consolidación posterior, y que están relacionados con la evolución del relieve que se observa en la actualidad. La principal característica que deben tener es su cartografiabilidad a la escala de trabajo. También deben quedar definidas por una serie de atributos orientados principalmente al depósito, como: textura, litología, geometría, espesor y, en ocasiones, edad.

Las principales formaciones superficiales, que se han reconocido en la hoja, son de carácter fluvial, lacustre, de ladera, poligénico y finalmente, con una mínima relevancia, las kársticas (Figura 3.11).

Las formaciones superficiales de carácter fluvial están representadas por: fondos de valle, conos de deyección, abanicos aluviales y terrazas, además de la llanura de inundación del río Jalón.

Los fondos de valle presentan depósitos de dos tipos: por un lado, los que se originan en los relieves de la Cordillera Ibérica y, por otro, los del dominio terciario. Los primeros están constituidos por cantos cuarcíticos y calcáreos mayoritariamente, que proceden del núcleo Paleozoico y de los Jurásicos circundantes. La matriz es arcilloso-arenosa, con un alto contenido en carbonatos que cementa algunos niveles. La potencia de estos depósitos fluviales es muy variable, con una media de unos 3 ó 4 m, aunque en algunos puntos de la Cuenca del Ebro, pueden superar los 10 m. Se les asigna una edad Holoceno.

Los conos de deyección son depósitos fluviales de naturaleza arenosa y arcillosa, con niveles de gravas y cantos de naturaleza calcárea o cuarcítica. En los conos del sector oeste de la hoja, la proporción en carbonatos es bastante más alta. En cuanto a la potencia es muy variable y en función inversa de las dimensiones superficiales: los conos de deyección de mayor extensión son menos potentes al ser, en general, más planos. También es muy variable el espesor dentro del mismo depósito, oscilando desde la zona apical a la distal, entre 4-6 m, en la primera, hasta pocos centímetros en la segunda. La edad asignada a estas formaciones es Holoceno por interdentarse y relacionarse con los fondos de valle, vales y llanuras de inundación, de edad reciente.

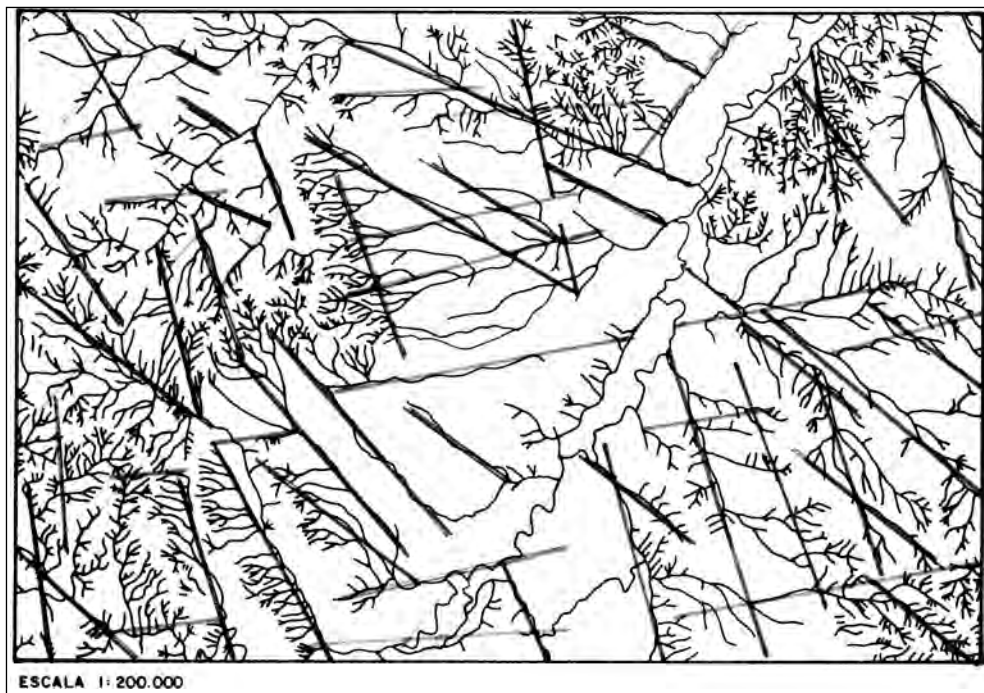


Figura 3.11. Esquema de la red de drenaje con las principales direcciones de circulación del agua.

En cuanto a los abanicos aluviales que se desarrollan entre los relieves mesozoicos de la Cordillera Ibérica y el río Jalón, hay que señalar, en primer lugar, su alta concentración en clastos carbonatados, aunque también están presentes los clastos de cuarcita. La heterometría de los mismos es bastante acusada, variando ampliamente desde la zona apical hasta el distal. La ausencia de cortes limpios, en el sector más próximo al relieve, hace que las principales observaciones sobre estos depósitos se hayan realizado en las facies centrales y distales. Así en el corte de Los Picarros, de la Figura 3.12, se reconocen una serie de gravas microconglomeráticas y arenas con cantos en las que aparecen abundantes cicatrices internas, laminaciones y algunas superficies de reactivación. Hacia el techo aparece una ligera cementación y sets de láminas cruzadas. Para terminar, existe un suelo de carácter pedregoso, caracterizado por abundantes gravas sin matriz, producido por lavado de la misma. Se interpreta como un depósito de transporte por agua, multiepisódico, con desarrollo de barras de gravas y arenas a partir de flujos laminares muy tractivos. En momentos de caída de flujo se originan incisiones de canales menores. Podrían corresponder a frentes de abanicos aluviales de orla distal.

Las terrazas son formaciones superficiales que alcanzan un gran desarrollo en la margen izquierda del río Jalón, reconociéndose cuatro niveles con cotas de +7-10 m, +0-25 m, +35-45

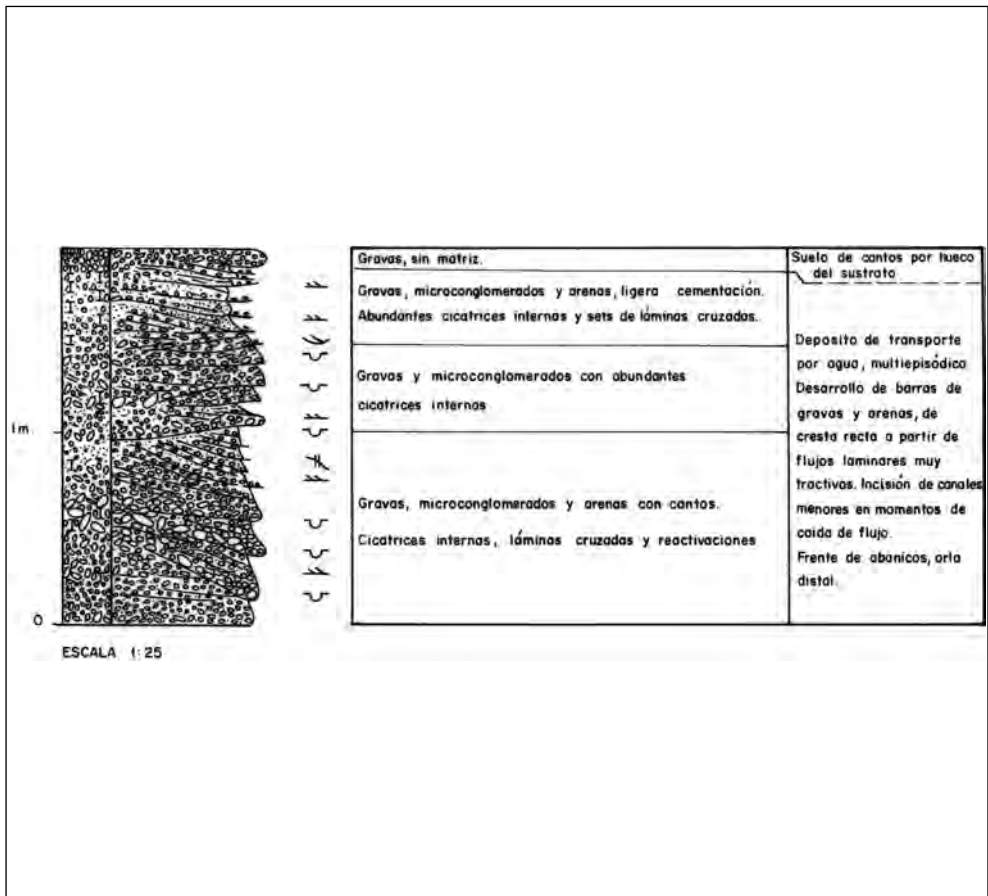


Figura 3.12. Corte de los Picarros.

m y +50 m. También aparecen en el valle de Aranda y en el arroyo de la Matanza. Además existe un afloramiento de terrazas en la esquina noreste de la hoja, pero ya perteneciente al río Ebro, por encima de los 100 m. Las observaciones realizadas en el terreno, permiten definir las como un conjunto de gravas y cantos, mayoritariamente de naturaleza cuarcítica, aunque también aparecen gravas y cantos de cuarzo, calizas, dolomías y algunos de areniscas.

La matriz de estos depósitos de terrazas es arenoso-arcillosa de color pardo o beige y en algunas zonas, como en el sector de la Estación de Epila, el nivel de +35-45 m, está muy cementado, dando lugar a verdaderos encostramientos. El tamaño medio de los cantos se sitúa entre los 3 y 7 cm, con abundantes bloques. El tamaño máximo, observado en el campo, es de unos 40 cm. El grado de redondeamiento varía entre subanguloso y redondeado. Se

observan estructuras sedimentarias típicas de un medio fluvial, con cicatrices erosivas, rellenos de canal, barras y algunas imbricaciones de cantos. A techo desarrollan suelos pardos y pardo-rojizos con formación de un horizonte pedregoso, dando lugar a grandes superficies de cantos y gravas sueltas. La potencia es muy variable y oscila entre 3 y 4 m, aunque en la terraza de +35-40 m se ha observado, en algún punto, hasta 7 m de espesor.

La llanura de inundación del río Jalón, tiene similares características a las aquí descritas para las terrazas, pero hay que añadirle un mayor contenido en finos y, a techo, una capa limoso-arcillosa de, aproximadamente, 1 m de potencia que corresponde a las facies de inundación. El suelo desarrollado sobre ella, ofrece un escaso grado de evolución y bastante materia orgánica. Se trata de un suelo aluvial de Vega con excelentes características para el desarrollo de los cultivos de regadío.

En la terraza que aparece en la esquina SE de la hoja, se puede observar un buen perfil en el camino que va a la Ermita de San Sebastián. Los cantos de esta terraza, perteneciente al Ebro, tienen tamaño de grano menores que las terrazas del Jalón, no superando, la media, los 5 cm. Su potencia oscila entre 3 y 4 cm.

Las formaciones superficiales de ladera, están representadas por los coluviones, que son depósitos de naturaleza mayoritariamente arcillosa con algo de arena y abundantes clastos de carácter anguloso-subanguloso. La naturaleza de estos clastos depende del sustrato sobre el que se desarrollan, pero dentro de la hoja son mayoritariamente calcáreos. Es fácil que en corte se pueda observar su disposición en lechos, indicando cada uno de ellos los diferentes aportes que van dando origen al depósito.

Los clastos son muy heterogéneos, debido a la génesis del depósito y, a veces por lavado, pueden haber perdido gran parte de la matriz, dando lugar a una acumulación de clastos con estructura granosoportada. Este hecho es más frecuente en el tercio occidental de la hoja, sobre los relieves mesozoicos carbonatados. La potencia de estos depósitos es muy variable y depende de la pendiente de la ladera, de la longitud de la misma y de la climatología, pero suelen oscilar entre 2 y 5 cm.

Dentro de las formaciones superficiales de origen lacustre hay que hacer mención a dos tipos de afloramientos muy diferentes. En primer lugar, existen unas zonas de deficiente drenaje, situadas sobre las terrazas más amplias y que se suponen de origen reciente. El depósito que las caracteriza es de origen limoso-arcilloso con algo de arena y su color es gris o negro, presentando a veces en superficie eflorescencias salinas. Es muy frecuente, en este tipo de sedimentos, el desarrollo a techo de suelos de tipo vértico, o vertisuelos topomorfos. La potencia máxima no suele superar el metro o metro y medio. Su génesis puede deberse a oscilaciones del nivel freático unido a una impermeabilización del fondo por acumulación de material fino. La edad asignada a estos sedimentos es Holoceno, y su funcionamiento puede ser activo en época de lluvias.

La otra formación superficial de carácter lacustre es el afloramiento existente al noreste de la hoja a 502 m, en el Alto de Montolar, punto más alto de este sector. Se trata de un afloramiento de gran interés, ya que se supone anterior al encajamiento de la red fluvial y quizás pueda situarse en el Cuaternario antiguo o en el Plio-cuaternario. Con una extensión de 0,5

km, y una potencia de unos 30 metros, ofrece una gran variedad de facies, entre las que se han podido diferenciar según GUTIÉRREZ y SANCHO (1997), y ARENAS, *et al.* (1998):

- Calizas micríticas homogéneas o Facies de micritas o biomicrita masivas.
- Calizas oncolíticas, Facies de oncolitos y granos con envuelta.
- Limos calcáreos o Facies microdetríticas.
- Calizas estromatolíticas, Facies de bioconstrucciones de Briophitas.
- Calizas de tallos, Facies de Tallos, de macrophytas.

Estas facies se depositaron en un medio lacustre aislado o con escasos aportes, sometido a esporádicas corrientes debidas a la acción de los vientos y donde existirían condiciones para la formación de bioconstrucciones. En los márgenes de este lago probablemente tenía lugar una colonización por plantas acuáticas o semiacuáticas. Este lago podía estar relacionado con la existencia de paleosurgencias que tal como indican SÁNCHEZ, *et al.* (1997) ocurre en otras áreas de la Cordillera Ibérica.

Entre las formaciones superficiales poligénicas hay que destacar los glaciares. En general consisten en mantos detríticos, formados mayoritariamente por cantos calcáreos, con cierto grado de desorganización, bastante heterométricos y frecuentemente recubiertos por costras carbonatadas. La gran abundancia de carbonato cálcico en las aguas superficiales de la región y el clima semiárido, dan lugar a fuertes cementaciones de los cantos. Muchos de ellos aparecen con una coraza de carbonatos que se desprende con cierta facilidad. La morfología más frecuente en los cantos es subangulosa, con un cierto grado de aplanamiento. La potencia total de estos depósitos, al menos en los perfiles observados, no sobrepasa los 2,5 m, siempre en zonas centrales o distales. La edad que se supone a estos depósitos es Pleistoceno medio-superior, por su relación con el nivel de terrazas de 35-45 m.

Las otras formaciones superficiales de carácter poligénico son los aluviales-coluviales, pero no se describirán aquí por su gran similitud con los depósitos de vales, ya tratados en este trabajo. Los conocidos como vales son mucho más limosos y contienen niveles de cantos con menores tamaños que los anteriores, también tienen un importante contenido en arcillas y arenas.

3.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

La evolución geomorfológica de la hoja de Epila está íntimamente relacionada con la evolución de la cuenca del Ebro y, más concretamente, con su margen Aragonés. La gran depresión de la cuenca del Ebro tiene una forma triangular y está limitada por los relieves pirenaicos al norte, los costero-catalanes al este y sureste y el relieve celtibérico al suroeste. En el límite de este último con la cuenca, se sitúa la hoja de Epila, precisamente en el sector nororiental de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica. El contacto con la Depresión del Ebro pasa por la esquina noreste de la hoja, con una dirección NO-SE, siendo fosilizado este contacto por el terciario más reciente de la zona. Se trata de un gran accidente, un cabalgamiento sobre los niveles inferiores del terciario y se conoce como falla Nordibérica.

El relleno de la Depresión se origina con el levantamiento de los relieves circundantes y la erosión de los mismos, acumulándose los materiales en esta gran depresión cerrada. Un dato de

interés, a tener en cuenta para la evolución geomorfológica, es la gran variabilidad del espesor de sedimentos terciarios en cada uno de los bordes. En el borde ibérico estos espesores superan apenas pocos centenares de metros, mientras que en el pirenaico son superiores a 4.000 metros (JULIVERT, *et al.*, 1974), lo que representa una mayor pasividad del primero y, por tanto, una diferencia importante en la magnitud y desarrollo de los procesos.

El relleno de la cuenca finaliza, en este sector, con calizas, margas y yesos del terciario medio y superior. La proporción de sedimentos evaporíticos aumenta hacia el noreste de la hoja, es decir, alejándose del borde ibérico. En otras zonas de la depresión y con carácter más restringido, se encuentran sedimentos lacustres mucho más recientes, que pueden llegar incluso al plioceno. Es probable que en el período de tiempo que transcurre entre unos y otros, en la zona de Epila hayan tenido lugar procesos de erosión, alteración, kársticos, etc., de los que, en la actualidad, no quedan huellas.

Con posterioridad al relleno terminal de la cuenca se produce un cambio en la morfogénesis, al finalizar la etapa endorreica e iniciarse los procesos de exorreísmo, que son los responsables de la instalación y definición de la red fluvial.

Existe, sin embargo, un afloramiento único, pero de gran interés, en el cuadrante noreste de la hoja, en el alto denominado Montolar (502 m). Se trata de unas calizas lacustres que coronan esta zona de interfluvio y que, evidentemente, son anteriores al encajamiento de la red fluvial. La no existencia de éstos depósitos, en el entorno, hace pensar que el lago se habría formado en un episodio endorreico localizado, producto de un colapso debido a la disolución de yesos. Esta formación quizás corresponda al Pleistoceno y con mayor probabilidad al Plioceno superior.

La red de drenaje, dentro de la hoja de Epila, se ordena en torno al río Jalón, afluente del Ebro por su margen derecha. Este curso, con una dirección SO-NE, atraviesa la hoja casi por su tercio central. Este cauce, en su encajamiento, se desplaza hacia oriente de forma clara, como indican los depósitos de terrazas solamente desarrolladas en la margen occidental. Este hecho parece ser frecuente en alguno de los cursos del sector meridional del Ebro, como sucede con el de Huerva, más al este, e indica una influencia de la tectónica en la distribución de la misma.

Al sur del Ebro la mayoría de los valles presentan sus terrazas limitadas a estrechas franjas que bordean los cauces. Sólo en el río Jalón la terraza de +35-45 m, alcanza un considerable desarrollo. Destaca en este río, sin embargo, la ausencia de niveles altos, reconocido en otros valles, habiéndose detectado sólo un total de cuatro niveles, aparte de la llanura de inundación.

Paralelamente al encajamiento de esta red, que constituye el nivel de base local, desde los relieves hasta el valle del Jalón tienen lugar una serie de aportes de carácter aluvial y de arroyada, que dan lugar a conos y glaciares de gran desarrollo. Estas formaciones constituyen el enlace entre los relieves de la Cordillera Ibérica y los depósitos cuaternarios de la red fluvial principal. La edad de estos depósitos parece ser Pleistoceno medio o superior, por su relación con el nivel de terraza de +35-45 m. La formación de costras sobre estos depósitos y la acusada segmentación de muchas terrazas, induce a pensar en periodos prolongados de aridez o semiaridez, que favorecen la formación de las mismas.

El río Jalón sigue su encajamiento, siempre pendiente hacia el oriente y, como corresponde, deja su huella en niveles de terrazas más bajos, hasta llegar a la situación actual, en que aparece encajado en una amplia llanura de inundación, discurriendo dentro de ella con un trazado entre sinuoso y meandriforme.

La formación de nuevos cauces y los procesos que suceden coetáneamente en las laderas, ocasionados fundamentalmente por la gravedad, contribuyen tanto regional como localmente, a modelar el paisaje que se observa en la actualidad.

3.6. PROCESOS ACTUALES

El relieve de la hoja de Epila, ofrece características muy dispares de unos sectores a otros, lo que, junto a las diferencias litológicas, permitirá definir los procesos activos actuales en cada uno de ellos.

La observación del mapa geomorfológico denuncia el predominio de dos procesos activos, que son:

- Fluvial.
- Gravedad-vertiente.

Dentro de los procesos activos fluviales hay que destacar una importante red de incisión desarrollada sobre los relieves mesozoicos y paleozoicos de la Cordillera Ibérica (sector oeste) y sobre el terciario limoso-margoso, con yesos del cuadrante noreste. Tanto en una como en otra zona la red tiene una alta densidad, con una morfología dentrítica muy característica. En ocasiones, cuando el material es poco competente, los barrancos de incisión lineal dan lugar a cárcavas de pequeño tamaño, muchas veces no cartografiables. Por el contrario, en las laderas más suaves, como las del terciario del cuadrante sureste, la erosión fluvial se manifiesta en surcos o regueros producidos por la arroyada difusa.

En cuanto a los procesos activos de gravedad, destacan los que se producen en el gran escarpe que existe entre Ricla y Urrea de Jalón, en la margen derecha del valle del Jalón. Se trata de una vertiente, casi vertical, con un salto que en algunos puntos supera los 150 m, y a lo largo de la cual pueden observarse coluviones recientes, bloques caídos, a veces de grandes dimensiones y pequeños deslizamientos gravitacionales o traslacionales. IBÁÑEZ y MENSUA (1976) denominan a este tipo de vertientes «en acantilado», atribuyéndoles un probable origen tectónico. La inestabilidad de estas vertientes es bastante acusada, principalmente en condiciones meteorológicas extremas (grandes lluvias, heladas, etc.), ya que la puesta en movimiento del material, dentro de las mismas, se debe a su alteración mecánica y a la presencia del agua que se introduce por las discontinuidades, ampliándolas y produciendo el aislamiento de bloques. La situación de inestabilidad en el borde del escarpe y la gravedad, hacen el resto.

Por otra parte, los procesos de erosión fluvial y alteración mecánica son dominantes en un clima semiárido, que es el clima de gran parte de la cuenca del Ebro y de este sector de la misma. El carácter esporádico y torrencial de las precipitaciones, a lo que hay que añadir una lito-

logía propicia, dan lugar a un paisaje muy incidido, a veces acaravado, y al desarrollo de pináculos o torrecillas en los escarpes acusados.

Existen otra serie de procesos, totalmente desligados del factor climático y que, según numerosos autores, tienen un fuerte impacto modelador en la depresión del Ebro y son los denominados «azonales». Dentro de ellos los más importantes son los antrópicos, como pastoreo, agricultura, y de prestación, que debido a su extensión en intensidad pueden considerarse como un agente de gran importancia.

Finalmente, existen una serie de procesos endógenos, como los tectónicos y los halocinéticos, que al producir movimientos de amplio radio, reactivación de fracturas, colapsos, etc., pueden condicionar el encauzamiento del agua superficial, así como producir inestabilidades en algunas vertientes.

4. HISTORIA GEOLÓGICA

Este capítulo es una aproximación a la evolución sedimentaria y paleogeográfica del área donde se ubica la hoja de Epila. Su breve descripción pretende relatar una historia que abarca tiempos comprendidos entre el Ordovícico (Paleozoico) y el Cuaternario.

La hoja se encuentra situada en el dominio estructural de la Cordillera Ibérica y de la Cuenca Terciaria del Ebro, cada una de ellas con características propias, pero manteniendo una estrecha relación tectosedimentaria.

En lo que se refiere a la primera unidad, 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, reactivando las estructuras primitivas (hercínicas). Como consecuencia de estos procesos se llega a la superposición de estilos, que permiten separar el «zócalo» de la «cobertera». Las depresiones terciarias se rellenan simultáneamente a su subsidencia con materiales de origen continental.

Los materiales más antiguos que afloran dentro de la hoja de Epila pertenecen al Ordovícico inferior, en concreto al Tremadoc. Son de naturaleza arenosa y pizarrosa, y constituyen el techo de una gran megasecuencia (Cámbrico inferior-Ordovícico inferior), en la cual se diferencian cuatro mesosecuencias, todas ellas de carácter negativo y en íntima relación con la tectónica de carácter epirogénico existente en las áreas fuentes (Macizo del Ebro).

Los depósitos de alta energía existentes en el comienzo del Arenig, constituidos por barras de cuarcitas con estratificaciones cruzadas (Cuarcita Armoricana), representa la aparición de un ciclo regresivo, en el que dominan los depósitos de ambientes mareales y/o litorales. Los aportes detríticos de carácter grosero, que constituyen las facies cuarcíticas, proceden en su totalidad de áreas fuentes situadas en el E y NE de la cuenca, lo que es hoy la Depresión Terciaria del Ebro (Macizo del Ebro).

Dentro de la Cuenca Ibérica, el Silúrico se inicia con una sedimentación arenosa para proseguir con una sedimentación de carácter pelítico, que se encuentra representada en el área estudiada por las pizarras de edad Llandovery.

No se han reconocido sedimentos pertenecientes a la base del Devónico inferior, aunque en el contexto regional, estos aparecen representados por materiales de naturaleza pelítica y carbonatada, estos últimos de carácter pararecifal, con abundante fauna de braquiópodos, corales, tabulados y briozoos (Fm. Luesma). VALENZUELA (1989) cita este tipo de materiales en la vecina zona de Nigüella.

El Devónico superior, se encuentra ampliamente representado en la zona, por una potente serie de algo más de 1.300 m (correspondientes a los afloramientos de Tabuena y Rodanas). Los términos inferiores de la serie, pertenecientes a las formaciones Rodanas y Bolloncillos, de naturaleza arenosa, con raros niveles carbonatados en la primera de ellas, constituyen una secuencia negativa, con ciclicidad estrato y granodecreciente, depositadas en un ambiente marino infralitoral, probablemente de origen deltaico, y en los términos más profundos incluso circalitoral. En gran parte de estos niveles son abundantes los ostrácodos, tentaculites, trilobites, pequeños braquiopodos y ammonoideos. El tramo medio, también es de características detríticas, estando representado por los tres miembros de la Fm. Hoya, en ellos se vuelve a tener una ciclicidad negativa, se depositan primero en un ambiente infralitoral restringido (Mb. Filluelo), y mediante una interrupción sedimentaria, pasar a ambientes de influencia fluvial, posiblemente mixtos (deltaicos), apareciendo frecuentemente cuerpos canalizados (posiblemente a techo del Mb. Filluelo y en el Mb. Valdeinglés). Por último, y correspondiendo con el Mb. Coscojar, aparece otra vez medios infralitorales con faunas de ostrácodos, bivalvos y trilobites. El techo de la serie está representado por la Fm. Huechaseca, que constituye un nuevo ciclo regresivo con la aprición de una potente serie de materiales arenosos. Las paleocorrientes medidas en estos materiales, hacen pensar en la influencia directa y en la proximidad del Macizo del Ebro, el cual actúa como área fuente durante este período.

No se encuentran representados dentro de la zona estudiada materiales pertenecientes al Carbonífero, probablemente porque durante este período se producen las principales fases tectónicas del plegamiento varisco, en las que se llegan a diferenciar, al menos, tres fases de importancia. Las dos primeras son de carácter compresivo, y dan lugar a pliegues de dirección NO-SE, vergentes al NE y cabalgamientos hacia el NE respectivamente. La tercera y última fase, de carácter distensivo, se manifiesta por la formación de importantes estructuras, que al comienzo del Pérmico dan lugar a fallas normales de gran salto, en parte como reactivación de las anteriores. A través de estas estructuras se producen emisiones volcánicas, de carácter intermedio-ácido, localizadas en sectores próximos a la zona de estudio. Con estas condiciones se depositan los materiales pertenecientes al Pérmico inferior (Autuniense).

El Pérmico inferior (Autuniense), dentro de la hoja de Epila, se encuentra constituido por materiales de origen continental, depositados a partir de sistemas de abanicos aluviales en sus diferentes facies formados en un contexto distensivo.

Rellenando fundamentalmente los *grabens* dejados en la última fase hercínica y en posición discordante sobre las diferentes formaciones paleozoicas, se depositan los materiales triásicos en facies germánicas. El modelo tectosedimentario triásico está ligado a la creación, en todo el sector de esta parte de la Cordillera Ibérica, de un *graben* complejo, orientado en dirección NO-SE, cuyos bloques están afectados por una subsidencia diferencial (ÁLVARO, *et al.*, 1978). En estas condiciones el relleno generalizado de estas cubetas no fue sincrónico, produciéndose una fuerte diferencia en los espesores de la facies Buntsandstein, así como diferencias en

los espesores y ausencia de tramos en la facies *Muschelkalk*. La «nivelación teórica» de la cuenca, que se produce por la transgresión de la facies *Muschelkalk*, prepara a esta para la instalación de llanuras litorales muy extensas, con desarrollo de lagunas efímeras salinas y sedimentación evaporítica, dando lugar a la sedimentación de la facies Keuper.

A falta de la consolidación de la facies Keuper y antes de la transgresión que representa la Formación Imón, se produce en la región una reactivación de los accidentes tectónicos distensivos, surgiendo a través de ellos emisiones basálticas alcalinas que se expanden en extensas láminas paralelas a los estratos (*sills* basálticos intercalados en la parte superior de la facies Keuper). Por consiguiente cabe admitir que los accidentes distensivos que permitieron el ascenso del material magmático, son los que ocasionan el desarrollo, durante el período Triásico-Jurásico del aulacógeno ibérico.

La sedimentación triásica culmina con la aparición de las capas dolomíticas de la Formación Imón. Tras la sedimentación de esta formación carbonatada y en este sector de la Cordillera Ibérica, tienen lugar unos movimientos de carácter epirogénico y/o de reactivación tectónica, que dan como resultado la instalación de una serie de umbrales y cuencas de carácter restringido. Los gradientes de pendiente, que con toda probabilidad existen, producen fenómenos gravitacionales dentro de estas cuencas. Por otra parte, las zonas de umbrales son erosionadas y surten de materiales detríticos a los primeros sedimentos jurásicos (brechas sedimentarias y de colapso de la base del Lías, Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña). Al mismo tiempo, y en zonas alejadas de estos frentes, se produce una sedimentación de anhidrita. Posteriormente a estos fenómenos, la sedimentación continúa en ambientes de mares poco profundos y muy ricos en sales, dando lugar a una alternancia de materiales carbonáticos y evaporíticos. En tiempos posteriores y como consecuencia de la disolución de las sales por circulación de aguas dulces, los materiales carbonáticos se brechifican por colapso, originando lo que en la actualidad se conocen como carnioles.

La aparición paulatina de una extensa plataforma carbonatada marina durante casi todo el Lías, constituida a partir de una marcada subsidencia, trae consigo la aparición de una fuerte tasa de sedimentos carbonáticos, representados en primer lugar por la sedimentación de la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña y por la Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas. Estas plataformas carbonatadas sufren esporádicos aportes detríticos, de naturaleza areniscosa, procedentes de los relieves continentales próximos. La plataforma mantiene ambientes someros de baja y media energía, que se mantienen hasta el Lías medio, coincidiendo con la parte superior de la Formación Cuevas Labradas.

El Liásico medio termina con la instalación de un *lagoon* extenso, con aportes detríticos en esta zona de la Cordillera Ibérica, cerrado y protegido del mar abierto por barreras bioclásticas que a su vez hacen de frente. Estos fenómenos se encuentran representados dentro de la hoja de Epila, por niveles de margas grises y verdes e intercalaciones de calizas bioclásticas del techo de la Formación Cuevas Labradas, y correspondientes a lo que se podría asimilar con las Formaciones Margas del Cerro del Pez y Caliza bioclástica de Barahona.

A finales del Liásico medio y comienzos del Liásico superior, la cuenca jurásica vuelve a adquirir un carácter subsidente, lo que propicia la aparición de facies carbonáticas de mar abierto (Formación Alternancias de calizas y margas de Turmiel). Estas condiciones se generalizan durante

el Dogger y Malm. En estos períodos vuelven a aparecer otra elevada tasa de producción de carbonatos, representada por la Formaciones Chelva, Sot de Chera, Loriguilla y el Miembro Ricla (equivalente proximal a la Formación Loriguilla), este último de gran importancia paleogeográfica en toda la región. Con el Miembro Ricla (Kimmeridgiense superior-Thitónico inferior), termina la sedimentación carbonatada jurásica y comienza el ciclo erosivo del Cretácico inferior, escasamente representado por facies continentales y lacustres dentro de la hoja.

El Jurásico terminal, desde el punto de vista tectónico, se caracteriza en la Cordillera Ibérica, por la reactivación de las antiguas fallas posthercínicas, configurando a esta en un conjunto de *horst* y *grabens*, controlados por estas fracturas. Los materiales continentales pertenecientes al Cretácico inferior que afloran dentro de la hoja, corresponden a la denominada facies «Purbeck-Weald», y en las que se distinguen dos episodios sedimentarios: el primero de ellos de carácter detrítico continental, con sedimentos de naturaleza areniscosa y arcillosa y el segundo de carácter lacustre, con sedimentación carbonatada. En la hoja de Epila no se conservan sedimentos cretácicos más jóvenes.

Durante el Oligoceno superior (fase Sávica) acontecen en la región importantes desplazamientos de tipo tangencial y preconfiguran los bloques que constituyen la Cordillera Ibérica y la Cuenca del Ebro. Posteriormente, y durante el Mioceno inferior (fase Estairica), se producen movimientos de tipo distensivo que terminan de configurar y estructurar la Cuenca Terciaria del Ebro, generándose al mismo tiempo los primeros depósitos postalpinos.

Los sedimentos terciarios de la hoja de Epila tienen su origen en el desmantelamiento del Orógeno Alpino que constituye la Cordillera Ibérica, sincrónico a la última fase tectónica y posterior a ella. Los más antiguos, que aparecen dentro de la hoja, son de edad Aragoniense inferior-Ageniense, en facies terrígeno-evaporíticas.

El modelo de facies de los sedimentos terciarios responde a un esquema más o menos general que se sucede en las zonas centrales y marginales de la Cuenca del Ebro. Se observa unas áreas proximales donde domina la sedimentación en un medios de abanicos Aluviales, desarrollados en relación con el desmantelamiento de la Cordillera Ibérica, que dan paso progresivamente en la zona media a una llanura lutítica con sedimentos fluviales o palustres. Desarrollándose en el centro una sedimentación de lagos salinos de *playa-lake* o lacustre carbonatada.

Existe una cierta dificultad a la hora de asociar el conjunto de materiales resultado de la sedimentación detrítica de estos abanicos y de la llanuras lutíticas asociadas, con las Unidades Tectosedimentarias de PÉREZ, *et al.* (1988a). Si bien por su posición estratigráfica, su relación con las otras unidades, la bibliografía y los datos de las hojas adyacentes, deberían corresponder a materiales de la UTS N₁ y N₂.

Dentro del conjunto de sedimentos que afloran en las áreas centrales de la hoja. Los materiales evaporíticos inferiores corresponderían a la UTS N₁ de PÉREZ, *et al.* (1988a). Ésta es un ciclo mayor de carácter evaporítico donde se identifica en la cuenca del Ebro 3 subciclos, de los cuales están representados los dos superiores en la hoja. El desarrollo y migración lateral de estos subambientes, es el principal causante de los diferentes subciclos que aparecen dentro de las unidades, siendo la tendencia general del ciclo la salinización del lago. Los datos del

subsuelo (TORRESCUSA y KLIMOWITZ, 1990) sitúan el depocentro salino de este ciclo en la zona de Zaragoza y Zuera, por lo que el área de estudio, quedaría ubicada en el contexto paleogeográfico general, como transicional de la facies de canales, propias de lóbulo medio, a las de margen interno de *playa-lake* y lago salino.

La UTS N₂ estaría representada por los materiales que conforman la mayor parte de los relieves estructurales (mesas y mesetas) del área central de la hoja. Se trata de sedimentos margosos y carbonatados depositados en un medio de lago somero y depósitos de *playa-lake* y margen lacustres.

Finalmente, sobre la unidad anterior, se tiene un nuevo conjunto predominantemente carbonatado de edad Aragoniense superior-Vallesiense perteneciente a la UTS N₃; se trata de sedimentos ligados a un lago carbonatado en zona marginal con alta productividad orgánica, cuyo mayor desarrollo se alcanza en hojas aledañas (Zaragoza y Alagón).

A excepción de los sedimentos lacustres del Montalar, de posible atribución al Plioceno, no existen depósitos de edad superior en la hoja.

El régimen endorreico mantenido durante gran parte del terciario en la Cuenca del Ebro, cambia hacia finales del Turoliense, convirtiéndose en una cuenca abierta con drenaje hacia el Mediterráneo. En este contexto se produce la erosión y salida de los sedimentos previamente depositados por la acción de los sistemas fluviales que se instalan en el área y que en la actualidad siguen rigiendo. Los principales depósitos cuaternarios de la hoja, concentrados en la zona central y pertenecientes casi exclusivamente a la acción fluvial del río Jalón, están ligados a estos sistemas fluviales, especialmente las terrazas asociadas, así como los glaciares de generaciones sucesivas originadas en los respectivos cambios de nivel de base.

5. GEOLOGÍA ECONÓMICA

5.1. RECURSOS MINERALES

Se han reconocido indicios de hierro (goethita), no explotados, a lo largo de la falla de Tabuenca, en la parte septentrional de la hoja, y en el contacto de la facies Buntsandstein con las pizarras y cuarcitas del Mb. Valdeinglés de la Fm. Hoya del Devónico superior. No obstante la actividad dentro de la hoja es bastante escasa, siendo la extracción de áridos la más relevante.

Actualmente se encuentran en actividad importante una serie de explotaciones de áridos de machaqueo y roca de sillería, concentradas fundamentalmente en el término municipal de Calatorao. Estas explotaciones se realizan sobre las calizas del Jurásico medio (Dogger). Hoy día, son de gran interés económico para la región, ya que la mayoría de ellas surten a la práctica totalidad de la provincia, sobre todo a la capital, Zaragoza.

Existen otras explotaciones de áridos de machaqueo y de sillería en los términos de Lucena de Jalón y al NO de la localidad de Ricla, esta última situada sobre los materiales del Bathonienense superior y Calloviense inferior.

Situadas aleatoriamente a lo largo del valle del río Jalón, existen una serie de explotaciones de áridos, constituidas fundamentalmente por graveras y areneros que explotan las terrazas bajas de este río. En la actualidad se encuentran en extracción intermitente, usándose cuando la demanda local lo requiere.

5.2. HIDROGEOLOGÍA

5.2.1. Introducción

La hoja de Epila está surcada de SSO a NNE por el río Jalón, que constituye una barrera hidrogeológica clara (Figura 5.13); éste se comporta como efluente de los acuíferos carbonatados multicapa mesozoicos, drenando el flujo que proviene del Oeste y Noroeste (Unidad Hidrogeológica núm. 36, Queiles-Jalón), y del Sureste (Unidad Hidrogeológica núm. 37, Jalón-Huerva).

El río Jalón constituye el principal afluente del Ebro por su margen derecha con 234 km de longitud, 9.718 km² de cuenca y una aportación de 340 hm³/año; en la hoja de Epila presenta una pendiente media de 0,4%. El barranco del Rané que desemboca a la altura de Lumpiaque destaca como principal cuenca vertiente con 157 km² de extensión. El río Aranda afluente del Jalón por su margen izquierda, atraviesa también en su tramo final el extremo SO de la hoja.

La zona presenta un clima mediterráneo continentalizado, de tendencia semiárida conforme nos adentramos en la Depresión del Ebro. La precipitación media se sitúa en torno a los 360 mm/año. En cuanto a las temperaturas la principal característica es el gran contraste invierno-verano (5,5-23,8 °C en Epila). A estos registros hay que añadir, como característica climática importante de la zona, el efecto desecante y refrigerador del Cierzo, que sitúa los valores de la evapotranspiración potencial en 1.200 mm en Epila.

En la zona existe asentada una población de 7.800 habitantes. La agricultura y derivados es la principal fuente de riqueza de la zona. Según el Censo Agrario elaborado en 1989, existen cultivadas unas 30.000 ha, de las cuales son de regadío unas 6.000 ha (3.000 ha lo hacen con aguas subterráneas bombeadas de pozos). Los cultivos herbáceos suponen 20.000 ha, el viñedo 2.500 ha, los frutales 5.500 ha, mientras que el olivar supone 1.000 ha.

La red de acequias es muy densa, destacando en la margen izquierda del Jalón las de Arapiel, Principal, de Salillas o Vieja de Calatorao, de Mareca, de Toroñel, de Pontil y de Plasencia o Caulor; en la margen derecha destacan la de las Conchas, de Michén, Alta del Rey, de la Hermandad de Epila y de la Villa. Entre las explotaciones de aguas subterráneas destacan en la margen izquierda: las del entorno de Ricla (900 ha), La LLana (400 ha), El Cantar (150 ha), Dehesa Nueva (150 ha), La Hoya (100 ha), y Duquesa de Alba (100 ha); en la margen derecha Cuesta Hoya (250 ha), Dehasa de Berbedel (150 ha), El Ruejo (100 ha) y Conde de Montenogrón (400 ha).

El agua en esta comarca, al igual que en gran parte de Aragón, es un recurso apetecido. Las características hidrológicas singulares de la cuenca del Jalón, hacen padecer de modo ostensible, una falta de disponibilidad del recurso hídrico en los cauces en épocas de sequía, haciéndose insuficiente la regulación adicional que supone en cabecera el embalse de La Tranquera de 79 Hm³ de capacidad.

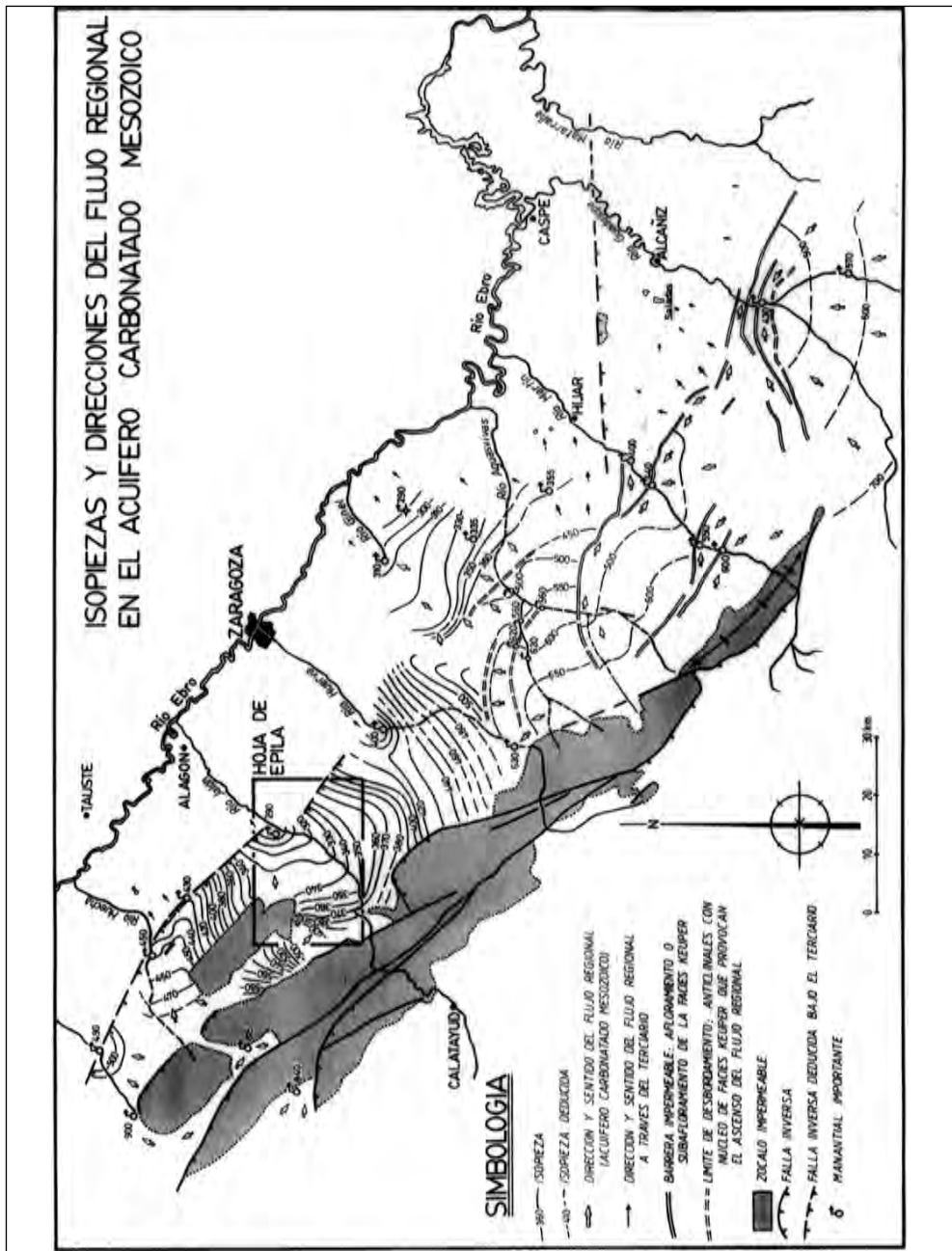


Figura 5.13. Isopiezas y direcciones del flujo regional en el acuífero carbonatado mesozoico.

En esta zona diversos sondeos realizados por la Diputación de Zaragoza y la Diputación General de Aragón (1988) han puesto de manifiesto las enormes posibilidades de atender las demandas existentes y las futuras mediante la explotación de las aguas subterráneas. Algunos sondeos como los de Ricla, y Lumpiaque han arrojado caudales cercanos a los 100 l/seg con niveles dinámicos muy someros, lo que permitiría atender la demanda del bajo Jalón sin ningún problema.

5.2.2. Antecedentes

La hoja de Epila ha sido estudiada desde el punto de vista hidrogeológico, por diversos autores. En la Cuenca Baja del Jalón destacan cinco trabajos principales además de los de carácter regional, como el Plan de Investigación de Aguas Subterráneas (PIAS) del IGME.

En 1987 el IGME realiza un estudio denominado *Estudio hidrogeológico de las terrazas del Bajo Jalón*, en el se realiza un inventario de puntos de agua, se establece una red piezométrica, se aforan las principales surgencias y se realiza un primer muestreo hidroquímico.

En 1988 la Diputación General de Aragón realiza un estudio denominado *Estudio del acuífero calizo-dolomítico de la comarca de Fuendejalón-Ricla (Zaragoza)*. Este trabajo es una continuación del anterior, destacando los datos de geofísica. Se controla el agua bombeada en las principales explotaciones.

En 1990 la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE) realiza el *Estudio de los recursos hidráulicos subterráneos de los acuíferos relacionados con la Provincia de Zaragoza. Unidades Hidrogeológicas número 36, «Queiles-Jalón», y número 37, «Alfamén»*. Es una recopilación de los trabajos anteriores, manteniéndose durante algo más de un año las redes establecidas.

En 1991 la CHE realiza el estudio *Estudio de viabilidad del embalse de Mularroya en el río Grío. TT. MM. de La Almunia y otros*. Se realiza un inventario exhaustivo de la superficie regada en el bajo Jalón a escala 1:5.000, definiéndose diversas unidades de explotación, también con aguas subterráneas.

En 1994 SAN ROMÁN SALDAÑA, J., en su *Estudio hidrogeológico del interfluvio Queiles-Jalón (Zaragoza)*, presentado como Tesis Doctoral en la Universidad de Zaragoza, aborda todos los aspectos hidrogeológicos de la zona: análisis del Inventario, parámetros hidrogeológicos, estudio de las descargas de las aguas subterráneas, piezometría, hidroquímica, evaluación de recursos y reservas, etc.

5.2.3. Características hidrogeológicas de los materiales

A la hora de analizar las características hidrogeológicas de los diferentes materiales se ha de tener en cuenta que es difícil realizar generalizaciones. Sin embargo, se tendrá presente la diversidad de factores geológicos e hidrogeológicos.

Los factores geológicos hacen referencia al tipo de material susceptible de comportarse como acuífero. En este sentido hay que prestar atención a los cambios laterales de facies, al grado de

fracturación de los materiales y a la geometría del medio (anticlinales, cabalgamientos, etc.), a la presencia o ausencia de matriz y naturaleza del cemento de los materiales detríticos, etc.

De los factores hidrogeológicos son muy importantes, aparte de la posición del nivel saturado actual, las oscilaciones sufridas a lo largo de la historia geológica como consecuencia de la variación de los niveles de base; tales variaciones pueden condicionar la existencia de «paleo-karst» ubicados bajo el nivel saturado. También hay que tener en cuenta los esquemas de flujos que han funcionado a lo largo de esa historia geológica; un continuo flujo de agua subsaturada a través de una formación geológica provoca un aumento simultáneo de porosidad y permeabilidad que conlleva un incremento del flujo, que retroalimenta el proceso; este factor hay que tenerlo muy en cuenta en el caso de materiales constituidos por varias litologías (por ejemplo, dolomías y anhidritas en las Carniolas; clastos, matriz y cemento en los materiales detríticos, etc.). Aunque es menos frecuente, también un continuo flujo de agua saturada puede llegar a obliterar un excelente acuífero o una zona del mismo.

La retroalimentación del proceso permeabilizante se da sobre todo en las áreas de recarga que han funcionado como tales durante largos períodos geológicos. La obliteración en cambio es propia de áreas de descarga, provocando que el flujo tienda a concentrarse en unos pocos manantiales.

Con todos estos factores es posible definir la «hidroestratigrafía» de la zona, es decir, caracterizar hidrogeológicamente las diferentes unidades litoestratigráficas.

5.2.3.1. *Paleozoico*

Los materiales paleozoicos presentan baja permeabilidad debido a su intensa litificación. No existen prácticamente manantiales, salvo algunos con caudales inferiores a 0,1 l/seg, a favor de alguna zona fracturada. No se han registrado ningún pozo en estos manantiales.

5.2.3.2. *Triásico*

Grupo detrítico-Facies Buntsandstein. Al igual que el Paleozoico, la facies Buntsandstein presenta baja permeabilidad. Se reconocen algunos manantiales con caudales inferiores al litro por segundo, ubicados en los tramos basales del Grupo Detrítico, así como un sondeo surgente en los alrededores de Rodanas; en este caso la permeabilidad del acuífero tiene su origen en la fracturación.

Debido a la baja permeabilidad y a su posición topográfica elevada, el conjunto formado por el Paleozoico y la Facies Buntsandstein origina, tras los períodos de lluvias, gran escorrentía superficial, que incluso a veces tiene el carácter de avenida torrencial; tal es el caso del Barranco de Aguaviva.

Facies Muschelkalk (M₁ y M₂). Se describen las unidades «Lutitas y Areniscas de Calcena» y «Lutitas y Margas de Trasobares». Constituyen ambas unidades un tramo esencialmente lutítico, de muy baja permeabilidad, que actúa de claro sustrato impermeable frente a los flu-

jos subterráneos. Algunos manantiales de la sierra surgen precisamente en el techo de este tramo.

Facies Muschelkalk-Grupo Carbonatado (M₃). No existe ningún sondeo que alcance estos materiales; sin embargo, en las vecinas hojas de Pedrola y Tabuenca sí los hay, presentando cada uno de ellos características hidrogeológicas diferentes en función de su situación con respecto a los flujos regionales de la zona. En general puede decirse que se trata de un acuífero «Kárstico de Flujo Difuso», siguiendo la clasificación de BAYO, *et al.* (1986) en el que se alcanzan transmisividades de 1.700 m²/día, pudiéndose explotar caudales de hasta 80 l/seg. La permeabilidad de estos materiales se ha originado por disolución de las sales contenidas y por karstificación de las dolomías. Sin embargo, en zonas desconectadas de los flujos regionales no se ha generado permeabilidad y la formación se comporta como un acuífero pobre, con presencia de agua salina.

Facies Keuper. Como sucede en toda la Cordillera Ibérica, la facies Keuper presenta una muy baja permeabilidad; constituye al igual que el tramo M₂ de la Facies Muschelkalk, el sustrato de los flujos regionales.

Formación Imón. Constituida por dolomías tableadas presenta un comportamiento similar al M₃, con características muy diferentes en función de su situación con respecto al esquema regional de flujos. A pesar de que todavía no exista ningún pozo que haya captado esta formación en la hoja de Epila, extrapolando los datos de toda la Cordillera Ibérica, es de esperar que la Formación presente zonas muy permeabilizadas en las que se puede obtener caudales muy importantes.

5.2.3.3. *Jurásico*

Formación Carniolas de Cortes de Tajuña. Como ya se ha visto en el capítulo de Estratigrafía, la compleja distribución de la facies de esta Formación impide hacer generalizaciones; procede, por tanto, analizar las características hidrogeológicas de las diferentes facies por separado. Conviene indicar que en algunas zonas esta Formación, se encuentra conectada hidrodinámicamente con la Formación suprayacente «Calizas y Dolomías tableadas de Cuevas Labradas», constituyendo en este caso un solo acuífero kárstico:

- Zona de Anhidrita y Facies de Evaporitas: Presenta muy baja permeabilidad. Pequeñas intercalaciones dolomíticas conectadas suelen dar en los sondeos caudales siempre inferiores al litro por segundo; presentan, además, el inconveniente de la alta salinidad de sus aguas; sondeos hidrogeológicamente negativos que han atravesado esta facies se encuentran en la vecina hoja de Pedrola.
- Facies de Brechas y Ruditas: Sólo dos sondeos la han alcanzado (Figura 5.14); se trata del 2.615-5.003 que abastece a Arándiga, y del 2.615-8.012, que fue realizado junto al afloramiento situado al E de la hoja. En el ensayo de bombeo del primero se obtuvo una transmisividad cercana a 50 m²/día. En el resto de la hoja esta facies sólo aflora en la zona de la sierra, donde no se han realizado perforaciones. En el contacto discordante con los materiales impermeables infrayacentes dan origen a pequeños manantiales.

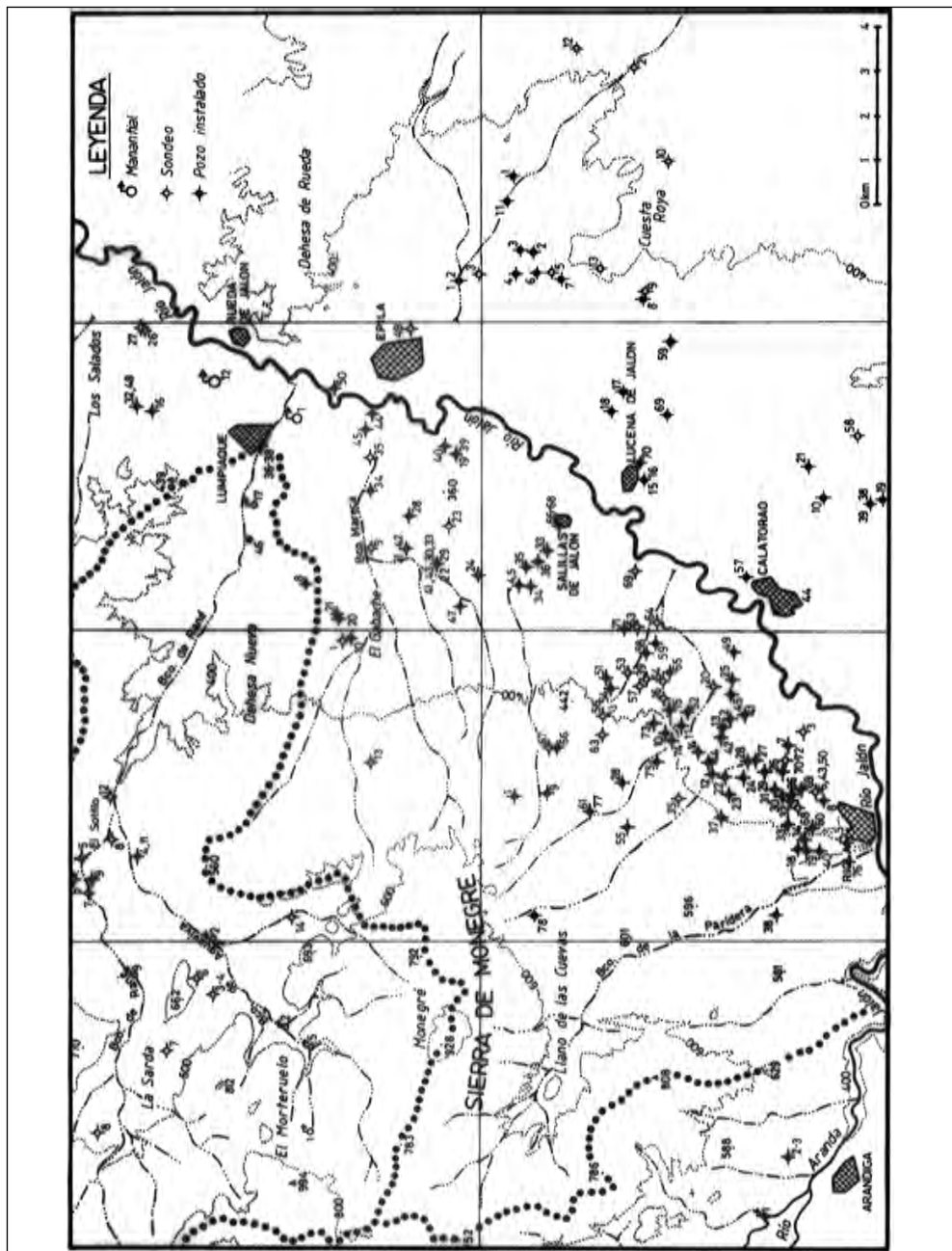


Figura 5.14. Distribución de los sondeos, manantiales y pozos existentes dentro de la hoja de Epila.

- Facies de Dolomías tableadas: Es alcanzada en los sondeos de la finca El Sotillo (Rueda de Jalón) explotándola con caudales situados en torno a los 40 l/seg.
- Facies de Carniolas: Llegan a constituir un excelente «acuífero kárstico de flujo difuso» en aquellas zonas en las que se encuentra conectada con los flujos regionales. Destacan los sondeos de la finca de La Condesa, al N de los Ojos del Pontil, 2.615-3.016, 32 y 48 (Rueda de Jalón) que presenta una transmisividad que ronda los 500 m²/día, el Z-2 (2.615-6.001) y el 2.615-6.078.

En cuanto al coeficiente de almacenamiento, solo ha podido ser determinado en la vecina hoja de Pedrola; los resultados obtenidos oscilan entre $1,4 \times 10^{-3}$ (en el Z-38, Fuendejalón) y 3×10^{-4} (en el 2.614-1.019, Bureta).

Formación Cuevas Labradas. Este potente paquete de calizas tableadas presenta clara karstificación a favor de fisuras. El grado de karstificación es variable dependiendo de la circulación de los flujos regionales, así como de la conexión con la Formación infrayacente. En aquellos casos en que la Formación «Cuevas Labradas» se apoya sobre al «Facies de Anhidrita» podemos determinar las características hidrogeológicas exclusivas de dicha Formación, al presentar la infrayacente permeabilidad muy baja. En las vecinas hojas de Pedrola y Tabuenca existen varios sondeos entre los que destacan el 2.614-5.006 con una transmisividad de 225 m²/día y un caudal de explotación de 44 l/seg.

Los sondeos que explotan las dos formaciones anteriormente citadas son el Z-2 (Ricla), con un ensayo de bombeo, que para el caudal de 125 l/seg, no presentó ningún descenso del nivel piezométrico, aunque bombeos posteriores parecen indicar, sin embargo, una T: 175 m²/día, y los 2.615-3.036, 37 y 38 (Lumpiaque) en los que se obtuvo una transmisividad de 1.000 m²/día y un coeficiente de almacenamiento de 10^{-4} .

Cabe destacar que la permeabilidad de la Formación Cuevas Labradas radica en la fisuración y karstificación de los niveles calcáreos, contrastando con la permeabilidad de la Formación Cortes de Tajuña que radica en la interconexión, por disolución y karstificación, de los huecos de las carniolas.

Grupo Ablanquejo. Al tratarse de un tramo esencialmente margoso presenta permeabilidad muy baja. Constituye un paquete que aísla el acuífero regional liásico (Fms Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas) del acuífero del Dogger (Fms Chelva y Yátova), el cual queda normalmente colgado sobre el acuífero liásico. Numerosos sondeos confirman este dato: 2.615-3.028 (Epila), 2.615-3.031 (Epila), 2.615-6.002 (Ricla), etc.

Formaciones Chelva y Yátova. Estas dos formaciones fundamentalmente calcáreas y calcáreo-margosas, presentan elevada fisuración susceptibles de ser karstificadas. La karstificación solo ha afectado a los paquetes calcáreos, sin apenas contenido en margas. El acuífero se catalogaría como «Kárstico s.s.» siguiendo la clasificación de BAYO, *et al.* (1986), siendo la característica principal la presencia de grandes conductos kársticos originados a favor de la fisuración, que concentran el flujo, quedando el resto de la roca sin karstificar.

En la zona del barranco de La Paridera, al NE de Ricla, se reconocen grandes cuevas y simas con desarrollo espeleológico. A pesar de su espectacularidad, se trata de un acuífero difícil-

mente explotable, siendo sus recursos mínimos. Los sondeos que atraviesan estas formaciones presentan las siguientes características hidrogeológicas:

- 2.615-6.015 (Ricla). Q: 4 l/seg.
- 2.615-6.016 (Ricla). Sondeo negativo.
- 2.615-6.020 (Ricla). T: 50 m²/día. Q: 3 l/seg.

No obstante existe una excepción, se trata de los sondeos 2.615-6.018, 19 y 40, con una transmisividad situada en torno a 350 m²/día y un caudal de explotación de 40 l/seg. La explicación de esta alta transmisividad está tal vez en la cercanía del río Jalón, que en esta zona actúa como influente respecto al acuífero, provocando una karstificación superior a la del resto de la zona.

Los sondeos que bajo el Terciario detrítico alcanza las formaciones Chelva y Yátova presentan sin embargo unas características más favorables que los anteriores descritos, ya que en el Terciario recubre un paleokarst, originándose un tramo mixto bastante permeable. De ellos destacan los siguientes:

- 2.615-2.010 (Epila). T: 250 m²/día. Q: 60 l/seg.
- 2.615-3.020 (Epila). T: 2.700 m²/día. Q: 60 l/seg.
- 2.615-3.021 (Epila). T: 500 m²/día. Q: 40 l/seg.
- 2.615-3.022 (Epila) T: 1.300 m²/día.
- 2.615-3.024 (Epila). T: 150m²/día. Q: 80 l/seg.
- 2.615-3.028 (Epila). Q: 25 l/seg.
- 2.615-3.029 (Epila). T: 1.400 m²/día. Coef. Almacen.: 2×10^{-5} . Q: 36 l/seg.
- 2.615-3.030 (Epila). Q: 40 l/seg.
- 2.615-3.031 (Epila). Q: 25 l/seg.
- 2.615-3.033 (Epila). Q: 80 l/seg.
- 2.615-3.034 (Epila). Q: 40 l/seg.
- 2.615-3.035 (Epila). Q: 25 l/seg.
- 2.615-3.047 (Epila). Q: 70 l/seg.
- 2.615-4.001 y 2 (Epila). Q: 60 l/seg.
- 2.615-6.002 (Ricla). T: 80 m²/día. Q: 38 l/seg.
- 2.615-6.010 (Ricla). Q: 19 l/seg.
- 2.615-6.011 (Ricla). Q: 17 l/seg.
- 2.615-6.013 (Ricla). Q: 20 l/seg.
- 2.615-6.014 (Ricla). Q: 100 l/seg.
- 2.615-6.051 (Ricla). Q: 22 l/seg.
- 2.615-6.052 (Ricla). Q: 30 l/seg.
- 2.615-6.053 (Ricla). T: 700-1.000 m²/día. Q: 100 l/seg.
- 2.615-6.058 (Ricla). T: 150 m²/día. Coef. Almacen: 5×10^{-4} . Q: 12 l/seg.
- 2.615-7.044 (Calatorao). Q: 25 l/seg.
- 2.615-7.057 (Calatorao). Q: 25 l/seg.
- 2.615-7.058 (Calatorao). Q: 30 l/seg.
- 2.615-7.068 (Salillas de Jalón). T: 200 m²/día. Q: 25 l/seg.
- 2.615-7.070 (Lucena de Jalón). Q: 100 l/seg.
- 2.615-8.001, 2, 3, 4, 6 y 7 (Epila). Q: 60 l/seg.

En general, puede decirse que por debajo del paleokarst no existe, dentro de las formaciones Chelva y Yátova, más tramos permeables, así parece atestiguarlo los datos de los siguientes sondeos:

- 2.615-3.009 (Epila). Por debajo del metro 125.
- 2.615-3.019 (Epila). Por debajo del metro 138, transmisividad no supera 15 m²/día.
- 2.615-3.029 (Epila). Por debajo del metro 230.
- 2.615-3.034 (Epila). Por debajo del metro 95.

Formación Sot de Chera. Al igual que otros tramos margosos jurásicos, presenta muy baja permeabilidad, tal como han puesto de manifiesto los sondeos 2.615-6.002, 3 y 13 (Ricla).

Formación Loriguilla. Esta formación es alcanzada por varios sondeos al NE de Ricla, presentando unas características hidrogeológicas intermedias. Los sondeos más representativos son los siguientes:

- 2.615-6.003 (Ricla). T: 110 m²/día. Q: 10 l/seg.
- 2.615-6.027 (Ricla). T: 200 m²/día. Q: 15 l/seg.

Sin embargo, al igual que ocurre con otras formaciones, cuando sobre ella se superpone el terciario detrítico pueden alcanzarse valores mucho más altos, es el caso del sondeo 2.615-6.026, que presenta una transmisividad cercana a los 6.500 m²/día y un caudal explotable de 65 l/seg.

Formación Torrecilla de Cameros (Miembro Ricla). El Miembro Ricla detrítico ha sido alcanzado en tres perforaciones: los 2.615-6.004 y 5 (Ricla); ambos alcanzan el techo de la Fm. Loriguilla. Arrojan transmisividades cercanas a 10.000 m²/día, su elevada permeabilidad es debida, al igual que en el caso de los pozos 2.615-6.018, 19 y 40, a la proximidad del río Jalón y su comportamiento influente. El 2.615-6.034 (Ricla), alcanza también la Fm. Loriguilla, siendo su capacidad explotable de 32 l/seg.

5.2.3.4. *Cretácico*

Formación Ciria. El único sondeo (2.615-6.033) alcanza esta formación, atravesando también las dos infrayacentes. Explota un caudal de 10 l/seg.

5.2.3.5. *Terciario*

Las características hidrogeológicas de los materiales terciarios varían notablemente en función de sus facies. Asimismo, como ya se ha indicado en la introducción de este apartado, en función de su posición con respecto a la circulación de los flujos regionales, los materiales detríticos groseros pueden presentar mayor o menor lavado de la matriz y el cemento, e incluso la propia karstificación de los cantos calcáreos.

Dentro de los materiales terciarios, la facies conglomeráticas de la UTS N₁ y N₂ son las que presentan características hidrogeológicas más favorables, además de las zonas basales, donde

fosilizan paleokarst jurásicos, existen otros niveles conglomeráticos a través de los cuales se canaliza el flujo procedente de los acuíferos jurásicos. Estos niveles aparecen muy limpios de matriz y de cemento, constituyendo localmente acuíferos de alta permeabilidad.

Algunos de los sondeos que atraviesan exclusivamente materiales conglomeráticos son los siguientes:

- 2.615-6.006, 43 y 50 (Ricla). T: 1.200 m²/día. Q: 75 l/seg en cada uno.
- 2.615-6.008 (Ricla). Q: 10 l/seg.
- 2.615-6.021 (Ricla). Q: 60 l/seg.
- 2.615-6.022 (Ricla). Q: 30 l/seg.
- 2.615-6.023 (Ricla). Q: 25 l/seg.
- 2.615-6.029 (Ricla). Q: 30 l/seg.
- 2.615-6.031 (Ricla). Q: 35 l/seg.
- 2.615-6.032 (Ricla). Q: 25 l/seg.
- 2.615-6.036 (Ricla). Q: 35 l/seg.
- 2.615-7.015 (Lucena de Jalón). Q: 45 l/seg.
- 2.615-7.017 (Lucena de Jalón). Q: 10 l/seg.
- 2.615-7.018 (Lucena de Jalón). Q: 35 l/seg.
- 2.615-7.019 (Calatorao). Q: 12 l/seg.
- 2.615-7.021 (Calatorao). Q: 10 l/seg.
- 2.615-7.033 (Epila). Q: 50 l/seg.
- 2.615-7.034 (Epila). T: 1.100 m²/día. Q: 50 l/seg.
- 2.615-7.035 (Epila). Q: 50 l/seg.
- 2.615-7.036 (Epila). Q: 50 l/seg.
- 2.615-7.038 y 39 (Calatorao). Q: 35 l/seg.

Conforme los sondeos se alejan de las áreas conglomeráticas de borde, sus características hidráulicas disminuyen notablemente. Son frecuentes los sondeos negativos o con caudales irrelevantes: 2.615-2.012 (Rueda de Jalón), 2.615-3.026 y 27 (Urrea de Jalón), etc.

5.2.3.6. Cuaternario

Terrazas fluviales. Adquieren importante desarrollo entre Ricla y Epila. La terraza baja es objeto de explotación mediante pequeños pozos excavados manualmente; las terrazas de la margen izquierda se encuentran colgadas con respecto al nivel piezométrico regional.

Glacis. Al igual que la terraza alta, presentan permeabilidad elevada pero no se encuentran saturados, pues se disponen por encima de materiales permeables. Constituyen extensas áreas de recarga de los acuíferos regionales.

Aluviales. El aluvial del río Jalón adquiere notable desarrollo aguas abajo de Ricla. Existen pocos pozos que lo capten, pues se trata de una zona dominada por acequias. En general puede decirse que su conexión con el acuífero regional es total, tanto en el área de recarga como en la de descarga.

5.2.4. Las áreas de descarga de aguas subterráneas

En el tramo comprendido entre Calatorao y Rueda de Jalón se produce la descarga difusa del acuífero regional jurásico al río Jalón, que de esta forma actúa de efluente del acuífero. Existen dos puntos en donde la descarga es concentrada, son: los Ojos de Pontil, en Rueda de Jalón, y los Ojos de Toroñel en Epila.

Aportes directos al cauce del río Jalón. Cuando el río Jalón lleva poco caudal, las derivaciones por acequias mediante azudes dejan su cauce totalmente seco. No obstante mientras que en algunos tramos permanece seco de forma continua, en otros va ganando agua progresivamente. En los trabajos de campo se ha observado como el río permanece seco unos 9 km, desde el azud de la acequia Principal (unos 4 km aguas arriba de Ricla), hasta el azud de la acequia de Salillas (un kilómetro aguas arriba de Calatorao). Aguas abajo de este último azud el cauce va ganando agua, al igual que aguas abajo de los azudes de las acequias de la Villa (Epila) y Mareca.

Ojos de Toroñel. Se sitúan al SE de la localidad de Lumpiaque cerca del cruce entre la carretera y la vía del ferrocarril, en la margen izquierda del río Jalón. Se trata de una zona húmeda con abundante vegetación palustre y en la que se reconocen varios «ojos» entre los que destaca la «Fuente Oscura», con un caudal medio de 140 l/seg (4,47 Hm³/año) (Figura 5.15).

Por los Ojos de Toroñel se produce parte de la descarga del acuífero mesozoico, tal como han puesto de manifiesto los sondeos 2.615-3.036, 37 y 38, que alcanzan el Mesozoico a los 60 m (Fm. Cortes de Tajuña), o el 2.615-3.050 que lo hizo a los 50 m (Fm. Cuevas Labradas).

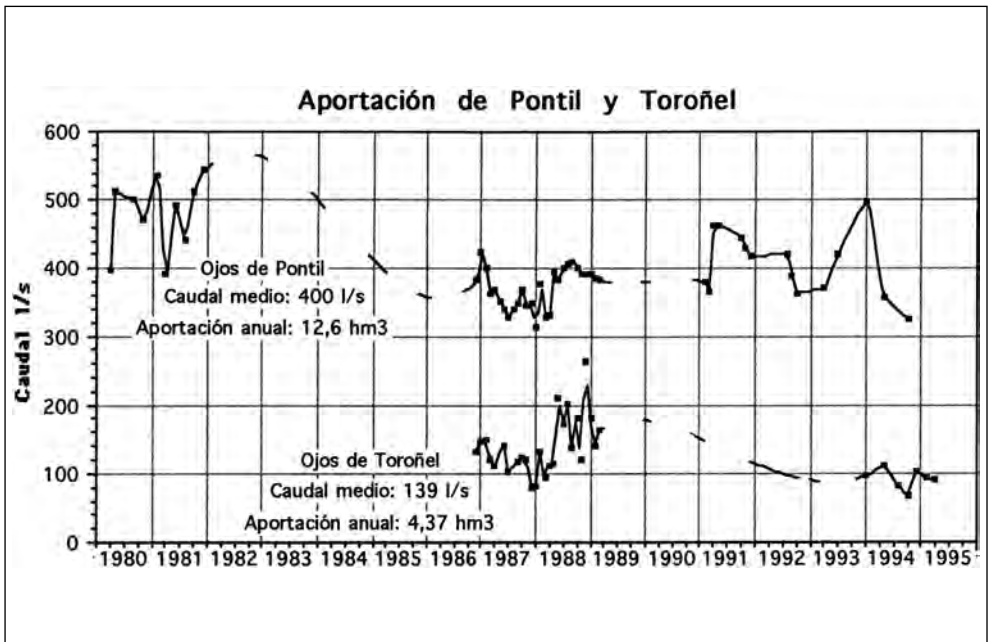


Figura 5.15. Aportación media de los manantiales de «Ojos de Toroñel» y «Ojos de Pontil». hoja de Epila.

La descarga del acuífero Mesozoico aparece concentrada exclusivamente en los manantiales; así en el contiguo barranco de Rané, que se sitúa incluso a menor cota, no existe ningún aporte subterráneo. Este hecho, unido a la temperatura media de emergencia que es de 21,5 °C, parece indicar que el drenaje se realiza por efecto de una barrera hidráulica importante (el enfrentamiento del acuífero liásico con el Terciario margo-yesífero).

Ojos de Pontil. Se trata de una amplia zona húmeda (unas 6 ha) con abundante vegetación palustre, en la que aparecen varios «ojos» de dimensiones métricas; se sitúan al NE de la localidad de Lumpiaque y al ONO de la de Rueda de Jalón, en la margen izquierda del río. El caudal medio es bastante constante, en torno a los 400 l/seg, lo que representa una aportación anual de 12,6 Hm³ (Figura 5.15). La constancia del caudal, unida a su temperatura de emergencia (22,4 °C), y a la fisicoquímica de sus aguas, aboga por la idea de que representa un importante punto de emergencia regional. El agua de los «ojos» se recoge en una acequia, que tras un partidior se divide en las de Caulor y Pontil. En ocasiones, un ramal de la acequia de Mareca vierte sus caudales directamente a unos de los ojos, enmascarando así el caudal de la aportación subterránea, y modificando las características fisicoquímicas de sus aguas.

5.2.5. Piezometría

Con los estudios piezométricos se persiguen, en general, tres tipos de objetivos:

- Determinar las direcciones de flujo.
- Estudiar las relaciones entre acuíferos.
- Analizar la respuesta de los acuíferos a los procesos de recarga (lluvias, infiltraciones de los ríos, etc.) y descarga (agotamiento natural de los manantiales, bombeos, etc.).

Para abordar estos objetivos se ha realizado en primer lugar un mapa de líneas isopiezas. También se ha estudiado, gracias al seguimiento mensual de 27 sondeos y piezómetros, la evolución piezométrica y la correlación entre las variaciones piezométricas y las fluctuaciones del caudal de los manantiales.

En la Figura 5.16, se presenta la posición de las líneas isopiezas en enero de 1988 (aguas bajas). Para su construcción se ha trabajado con la altimetría realizada (de acuerdo con el método comentado en el apartado de inventario) y con los puntos nivelados en el trabajo del SGOP (1989). Se ha representado la piezometría de enero de 1988 porque corresponde al momento de mínimo potencial dentro del período 1987-1995. Para facilitar mejor la comprensión de las relaciones río-acuífero se han marcado las cotas de los ríos Jalón e Isuela. Las del río Jalón se han obtenido del estudio de viabilidad del embalse de Mularroya (CHE, 1991) a partir de un mapa a escala 1:5.000.

Dentro de la serie jurásica, el análisis piezométrico no ha permitido individualizar acuíferos debido a la escasa densidad de datos existentes y la similitud de los disponibles. Dentro de este acuífero multicapa se pueden diferenciar cuatro áreas:

- *Área del Sinclinal de la Cabota.* Se sitúa principalmente en la hoja de Illueca prolongándose por el extremo Oeste de la de Epila. Con los escasos datos existentes, sólo se ha reali-

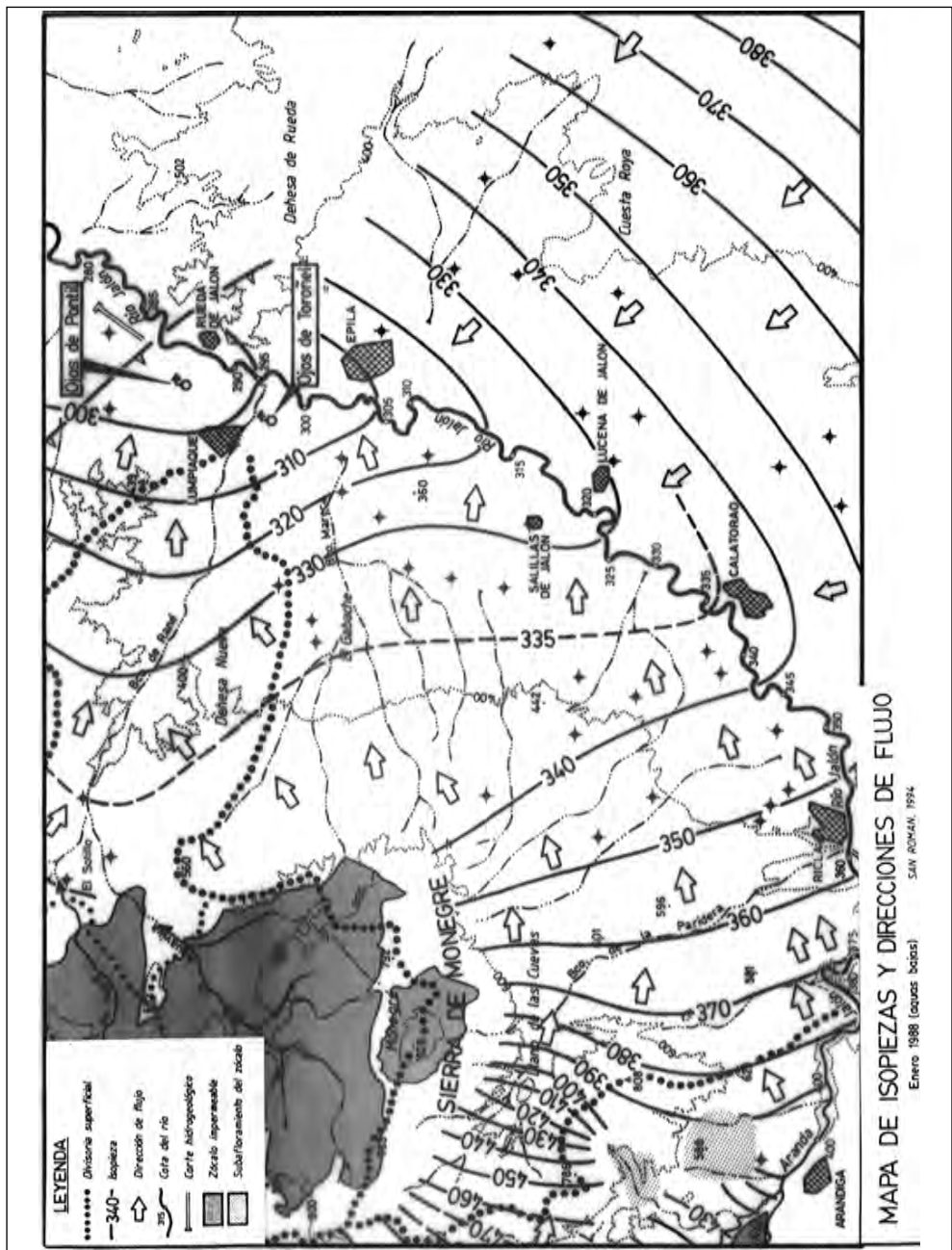


Figura 5.16. Mapa de isopiezas y direcciones de flujo en la hoja de Epila.

zados tres sondeos, en el tramo comprendido entre Trasobares y Tierga el nivel piezométrico se sitúa por debajo de la cota del río Isuela, actuando, éste como influente respecto al acuífero. El flujo general se dirige hacia el SE, con gradientes del orden del 0,8%, viéndose forzado a pasar por el «estrecho» situado entre el Monegré (al N), donde aflora el sustrato impermeable paleozoico, y otro subafloramiento del zócalo situado al E de la localidad de Nigüella. Esta disminución de la sección obliga al flujo a aumentar el gradiente, pasando a adquirir valores cercanos al 2%.

- *Área del margen izquierdo del Jalón.* Son muy numerosos los sondeos existentes, estando además varios de ellos nivelados con precisión centimétrica, lo que ha permitido dibujar la superficie piezométrica con gran exactitud. Se observa como el flujo tiende hacia el NE, adquiriendo componente E cerca de las áreas de descarga, por efecto «dren» del río Jalón que constituye el punto topográficamente más bajo. Aguas arriba de Calatorao se observa como la superficie piezométrica se sitúa por debajo de la cota del río Jalón, actuando así éste como influente del acuífero, y constituyendo una de sus principales áreas de recarga. Aguas abajo de Calatorao, sin embargo, la superficie piezométrica se sitúa por encima de la cota del río, actuando éste como efluente. Los gradientes son en general bastante bajos (del orden de 0,5%), existiendo una amplia zona al O de Salillas de Jalón donde aún son menores (del orden del 0,2%). De la posición y dibujo de las líneas isopiezas puede deducirse una divisoria subterránea que *grosso modo* se situaría al N del barranco de Mareca.
- *Área de Huechaseca-Pontil.* Quedaría limitada al S del barranco de Mareca y al NO por la divisoria Pozuelo-Fuendejalón-«Costa Raida» (en la hoja de Pedrola) que lo separa del flujo que tiende hacia el río Huecha. Varios sondeos permiten trazar las isopiezas, destacando los de las fincas El Sotillo y La Condesa. El flujo tiende en general hacia el SE, presentando gradientes que rondan el 0,5%, algo mayores en los extremos del acuífero.
- *Área del margen derecho del Jalón.* Como ya se ha comentado en la introducción, esta porción de acuífero forma parte de la Unidad Hidrogeológica número 37, «Jalón-Huerva»; el flujo presenta una componente SE-NO, con gradientes medios del orden del 0,5%. Diversos sondeos situados en las fincas del «Conde de Montenegrón», «Cuesta Roya» y entornos de Lucena de Jalón y Calatorao, permiten dibujar el trazado de las líneas isopiezas.

A lo largo de los ocho años de seguimiento piezométrico, se han detectado variaciones máximas de 7 m, que corresponden con sondeos situados en las áreas de recarga, estas oscilaciones son bastantes irrelevantes como para intentar elaborar un mapa piezométrico específico de aguas altas.

En la Figura 5.17, se puede comprobar y/o visualizar las relaciones entre los piezómetros más significativos y que no se ven afectados por los intensos bombeos. Como característica general puede decirse que la evolución piezométrica responde a la recargas en mayor o menor medida en función de su lejanía o proximidad a las áreas de descarga. En el período de estudio (1988-1995) se han detectado tres episodios principales de recarga: primavera de 1988, invierno de 1989-1990, y primavera de 1991; el primero y el tercero fueron acompañados de crecidas en los ríos y barrancos (río Isuela, Barranco de Rané).

No ha podido establecerse una relación entre las evoluciones piezométricas y los caudales de los manantiales, ya que por un lado parte de la descarga se realiza directamente al río, y por

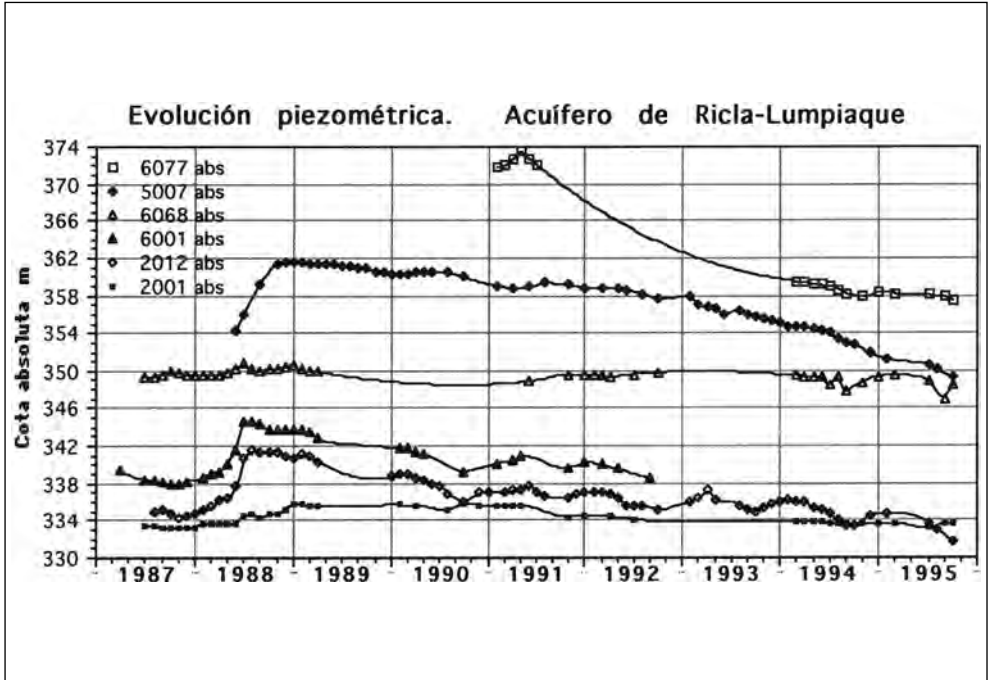


Figura 5.17. Evolución piezométrica del Acuífero de Ricla-Lumpiaque en el período 1987-1995.

otro, el caudal aportado por los Ojos de Pontil y Toroñel apenas registran variación, lo que parece lógico teniendo en cuenta que la reducida variación piezométrica detectada, y al gran amplitud del acuífero se traduce en variaciones mínimas del gradiente piezométrico. Nos encontramos en este acuífero ante un importante sistema de flujo regional que amortigua en su práctica totalidad los pulsos producidos por las recargas.

5.2.6. Las anomalías del gradiente geotérmico

El gradiente geotérmico normal de la corteza terrestre se sitúa en torno a $30\text{-}35\text{ }^{\circ}\text{C} \times \text{km}^{-1}$, es decir, aproximadamente un grado cada 30 ó 35 metros.

En zonas estables a nivel cortical, sin presencia de cámaras magmáticas activas o adelgazamiento de la corteza, la variación del gradiente geotérmico es debida casi exclusivamente a la circulación del flujo subterráneo del agua a través de las formaciones rocosas. Este fenómeno es debido a la alta capacidad calorífica del agua, que en su movimiento de flujo, «transporta consigo el calor» (transmisión convectiva) siendo este fenómeno de mayor importancia que la transmisión por difusión.

SMITH y CHAPMAN (1993) y GRAVEN y FREEZE (1984) estudian los efectos que el flujo de agua subterránea ejerce sobre el gradiente geotérmico, demostrando, mediante modelos matemáticos de flujo y de transporte de masa, cómo en un área de recarga, que se caracteriza por el predominio de los flujos descendentes, la continua entrada de agua fría hace que el gradiente geotérmico sea menos que el normal. Al contrario, en un área de descarga que se caracteriza por el predominio de los flujos ascendentes, el continuo ascenso de agua caliente hace que el gradiente geotérmico sea mayor que el normal. Para las zonas de flujo horizontal el gradiente será próximo al normal.

Este fenómeno puede aún resaltarse más si consideramos variaciones espaciales de la permeabilidad, de tal forma que el gradiente geotérmico queda totalmente modificado cuando existen niveles subyacentes de mayor permeabilidad, creándose fuertes anomalías geotérmicas negativas ligadas a las zonas de recarga, y fuertes anomalías geotérmicas positivas ligadas a las zonas de descargas.

La aplicación de estas ideas es llevada a cabo con éxito en el NE español por FERNÁNDEZ y BANDA (1989), que explican la mayoría de las anomalías geotérmicas de Cataluña como debidas a la circulación de aguas subterráneas.

También MARTÍNEZ GIL, *et al.* (1988) indican este fenómeno para el contacto entre la Cordillera Ibérica y la Cuenca Terciaria del Ebro, pero aportando sólo datos de temperatura de emergencia de las aguas subterráneas.

Tras la realización de más de 40 perfiles de temperatura en sondeos no instalados, mediante registro con sonda de temperatura, así como la toma de temperatura de agua de bombeo en más de 20 pozos, se ha confeccionado el mapa de anomalías de gradiente geotérmico para este sector de la Cordillera Ibérica (Figura 5.18), en el que se ha representado, además, las isotermas de la temperatura media ambiental y las temperaturas medias de emergencia de los principales manantiales.

En la figura anteriormente mencionada se observa como las áreas de recarga vienen caracterizadas por un gradiente inferior de 10 mK m^{-1} y como se corresponden con las zonas de contacto entre las sierras y las formaciones permeables que las orlan. Hay que destacar, dentro de la hoja de Epila, los bajos gradientes que se obtienen en la zona de Ricla, donde el río actúa como influente en el acuífero.

Las zonas con flujos ascendentes quedan también claramente identificadas. Así se reconocen en el entorno de los Ojos de Pontil y Toroñel una gran anomalía geotérmica positiva, con gradientes de hasta 95 mK m^{-1} , y temperaturas de emergencia de hasta $23 \text{ }^\circ\text{C}$.

Algunos perfiles de temperaturas más característicos quedan recogidos en los gráficos (Figura 5.19a y b). El primero corresponde a gradientes muy bajos, incluso negativos; este es el caso de los sondeos marcados todos ellos cercanos a la localidad de Ricla y ubicados en áreas de recarga. El segundo gráfico muestra registros típicos de las zonas de descarga; el registro del sondeo 2.615-3.019 puede parecer algo anómalo, pero se trata de un sondeo con flujos ascendentes. Si estimamos el gradiente existente entre la temperatura media ambiental y la temperatura a 150 m de profundidad, obtenemos un valor relativamente alto: 43 mK m^{-1} .

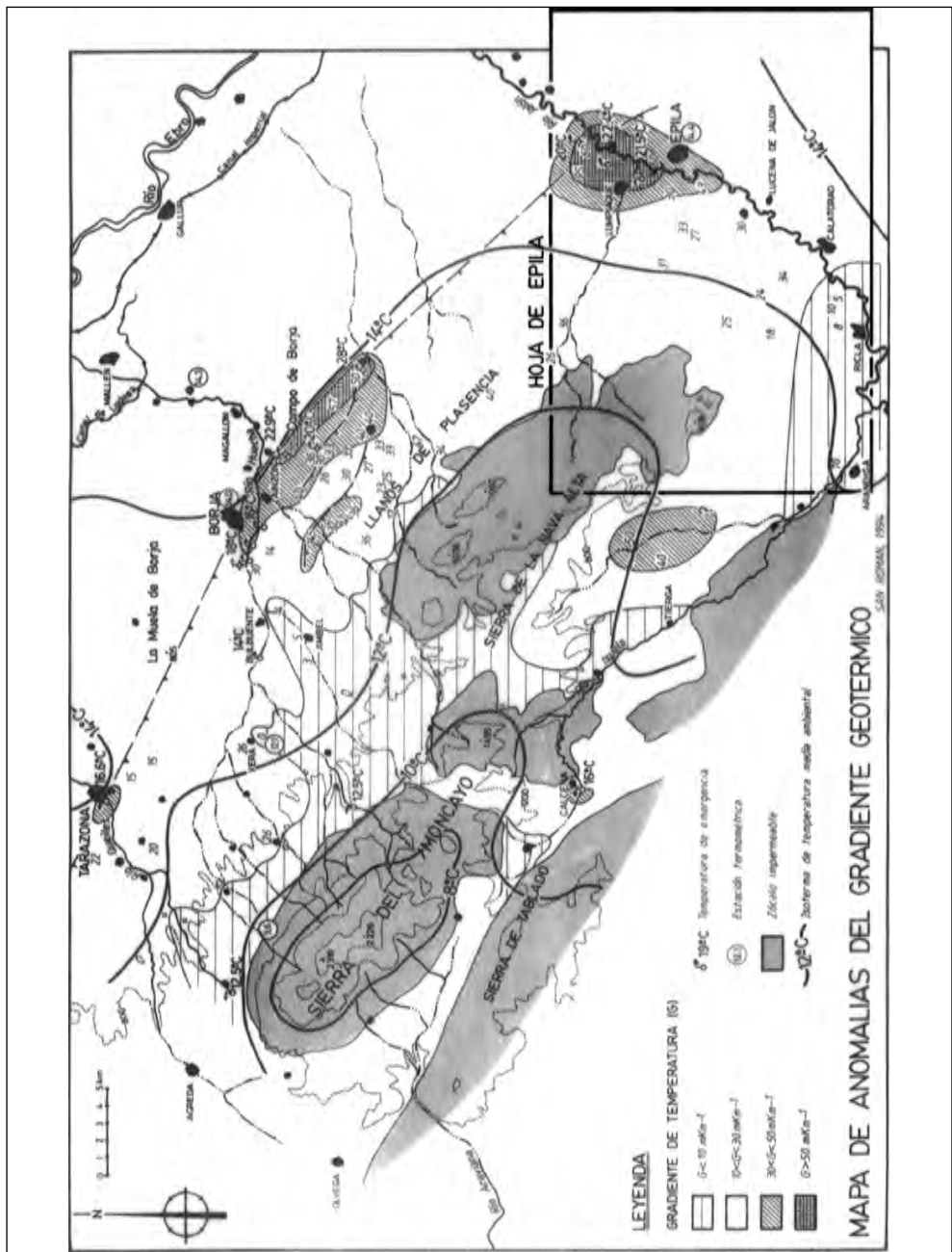


Figura 5.18. Mapa de anomalías del gradiente geotérmico.

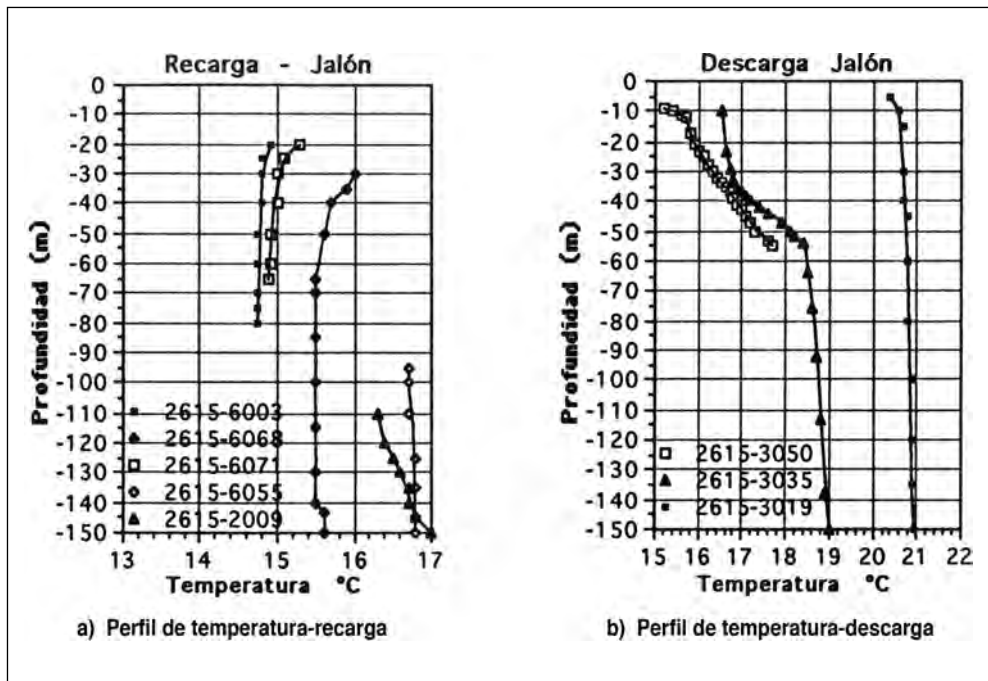


Figura 5.19. Gráficos de los perfiles de temperaturas: a) perfiles de temperatura-recarga; b) perfiles temperatura-descarga.

5.2.7. Funcionamiento hidrogeológico de la Cuenca Baja del Jalón

En el presente apartado se describe el camino que recorre el agua desde el momento de su infiltración en el terreno hasta su salida por los manantiales, haciendo especial hincapié en la delimitación de las áreas de recarga, así como en la caracterización de las transferencias de un acuífero a otro. En el corte hidrogeológico (Figura 5.20) se ha intentado reflejar todo lo que a continuación se expone.

5.2.7.1. Áreas de recarga

Al igual que ocurre con todos los acuíferos regionales, la mayor parte de la superficie de este acuífero actúa como área de recarga, presentando la zona de descarga una extensión mucho menor. Dentro no obstante de la gran extensión relativa que ocupa el área de recarga, existen siempre zonas en las que esta tiene lugar de forma especialmente relevante; es este sentido hay que destacar los contactos entre los materiales poco permeables (Paleozoico y facies Buntsandstein) con las formaciones muy permeables (Fms. Cortes de Tajuña, Cuevas Labradas y Chelva). Los barrancos que descienden de la Sierra de Nava Alta o Tabuena, pierden la prácti-

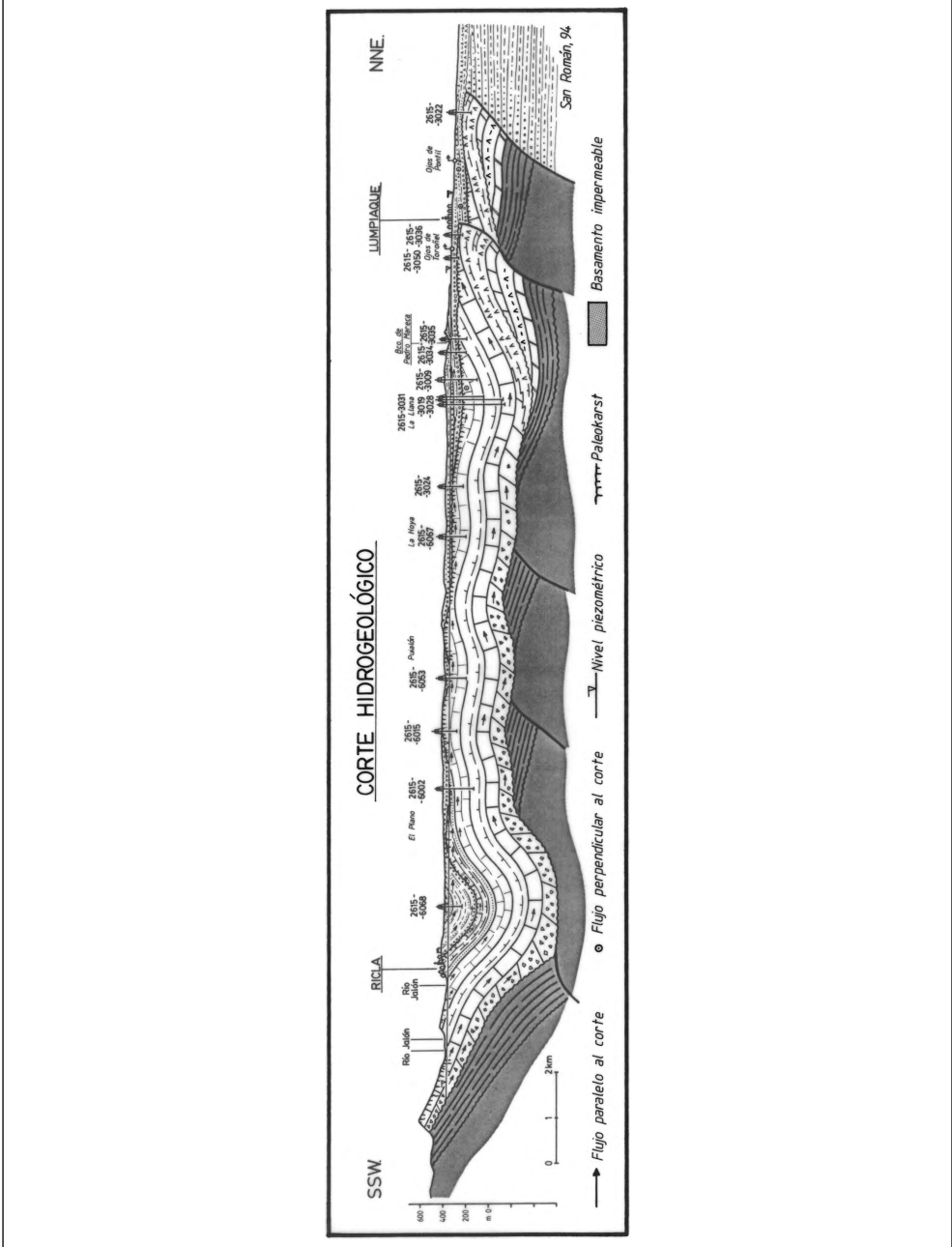


Figura 5.20. Perfil Hidrogeológico del sector Ríca-Lumpiaque (hoja de Epila).

ca totalidad de su caudal al atravesar esos contactos. Este fenómeno se da, incluso, en períodos de grandes avenidas, como las ocurridas en la primavera de 1988, si bien en estos casos el tramo del barranco que lleva agua se prolonga más que en las épocas de lluvias moderadas.

Los barrancos Huechaseca, Molino, Las Azubias (en la vecina hoja de Pedrola), Rané y Agua-viva, que descienden de la Sierra de Nava Alta, pierden todos ellos sus aguas en el contacto con los materiales liásicos. En los sondeos de Huechaseca y El Sotillo se suele oír la caída del agua al fondo. Por otra parte, lo mismo le ocurre al río Isuela entre Trasobares y Tierga (tal como se ha descrito en el apartado de piezometría); al tramo final de río Aranda; por último en el río Jalón, entre Morata de Jalón y Calatorao.

5.2.7.2. *Movimiento del agua en el medio saturado*

Una vez que el agua alcanza el nivel saturado, inicia su movimiento hacia las zonas de descarga, siguiendo las líneas de mayor gradiente hidráulico, siendo ésta, función, principalmente, de la permeabilidad del medio. En el corte hidrogeológico y en el mapa de isopiezas puede seguirse la descripción de este apartado.

El río Isuela, aguas abajo de Trasobares, y hasta la localidad de Tierga (en la vecina hoja de Illueca), constituye un importante punto de recarga, al discurrir directamente sobre las Fm. Cortes de Tajuña e Imón. El agua aquí infiltrada continua su flujo por la base del Sinclinal de la Cabota hasta alcanzar el estrechamiento existente entre el Monegré y la localidad de Nigüella. La mayor parte del flujo continúa hacia la Cuenca del Jalón, a través de las dos formaciones jurásicas basales: Fm. Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas. Sólo una pequeña parte se dirige hacia la localidad de Nigüella, donde el río vuelve a circular por materiales jurásicos, con carácter influente sobre el acuífero.

Las aguas subterráneas procedentes de la cuenca del Isuela, se juntan en su camino hacia el Jalón con los flujos subterráneos procedentes de la recarga de los extensos afloramientos jurásicos situados al NO de Ricla, y de la propia infiltración del río Jalón entre Morata y Calatorao.

Según datos aportados por los sondeos, parece que todos los tramos calcáreos de la serie jurásica presentan cierta permeabilidad, de forma que permite una distribución homogénea de todo el flujo subterráneo con carácter de acuífero multicapa. Las Fm. Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas, actuarían, en este caso, como «drenes de fondo»; según parece confirmarlo las observaciones de algunos sondeos (2.615-6.001, 9 y 78).

Cuando el flujo subterráneo que se dirige al Jalón alcanza el «Anticlinal de Calatorao» tiene lugar su descarga parcial a través de las formaciones del Jurásico superior y del Terciario. El resto del flujo continúa su camino a través de los tramos karstificados de la Fm. Chelva. Aguas abajo de Calatorao, y hasta la localidad de Epila, las líneas isopiezas marcan una componente E, que indican una descarga difusa al río Jalón.

La parte del flujo que no ha descargado en el río Jalón continúa su recorrido por las formaciones liásicas de naturaleza margosa bajo el Grupo Ablanquejo. Este flujo, que se dirige hacia el NE, descarga de forma generalizada a través de los espectaculares «Ojos» de Toroñel y

Pontil, que también recogen una porción importante del flujo subterráneo procedente de la cuenca del Huechaseca y del barranco del Rané. La alimentación de este flujo se produce principalmente por la infiltración en el acuífero de las escorrentías de los barrancos de Huechaseca, Molino, Las Azubias, Rané y Aguaviva.

Según datos aportados por los sondeos, parece que las zonas donde se ha desarrollado más la permeabilidad son las adosadas a la sierra, constituyendo así una franja importante de canalización del flujo subterráneo. Desde la finca El Sotillo hasta la zona de descarga regional, el «Anticlinal de Epila-El Sotillo» actúa como dren de fondo, tal como muestran las caídas de potencial observadas en el mapa de isopiezas de la figura 5.16.

En la margen derecha del Jalón nos encontramos ante un flujo subterráneo que procede desde el río Huerva, que actúa como influente en el tramo comprendido entre el embalse de Las Torcas y el de Mezalocha. Este flujo se ve alimentado principalmente por los barrancos que descienden desde la sierra paleozoica de Algairén: Rambla de Cariñena, Barranco de Aguarrón, Barranco de Consuenda, Barranco de Alpartir y río Grío.

A diferencia de la margen izquierda, la derecha no parece presentar excesiva permeabilidad en los tramos calcáreos de la serie jurásica, como consecuencia seguramente de la mayor profundidad a la que se sitúan y de la práctica inexistencia de afloramientos (así lo parece indicar los sondeos profundos realizados en Alfamén y Almonacid de la Sierra). Sin embargo, el contacto entre las formaciones carbonatadas jurásicas y el Terciario detrítico suprayacente se comporta como un paleokarst de alta permeabilidad que canaliza el flujo subterráneo.

Aguas abajo de Calatorao y hasta Epila, se produce la descarga de este flujo subterráneo de forma difusa al Jalón. En el entorno de Calatorao y Lucena de Jalón se produce también la descarga del flujo procedente del acuífero terciario y cuaternario (estos tres acuíferos quedan muy bien diferenciados en la vecina hoja de La Almunia de doña Godina, donde existen varios piezómetros puntuales con niveles claramente diferentes. El flujo se concentra bastante en el entorno de los afloramientos de calizas de la Fm. Chelva que actúa como colectora dada su elevada karstificación.

5.2.8. Hidroquímica

Para abordar la caracterización hidroquímica de las aguas subterráneas de la zona se ha contado con más de 100 análisis básicos de aguas subterráneas, procedentes la mayor parte de la margen izquierda del río Jalón.

Una primera observación del mapa de diagramas de Stiff (Figura 5.21) permite constatar un aumento general de la mineralización conforme el agua se va acercando al área de descarga. Las facies bicarbonatadas-cálcicas predominan en las áreas de recarga; las facies sulfatadas-cálcicas, por el contrario, dominan en las áreas de descarga regional.

Se ha procedido a la representación de todos los análisis químicos de la margen izquierda del Jalón sobre un diagrama triangular de Piper-Hill-Langelier (Figura 5.22), al objeto de poder caracterizar hidroquímicamente las aguas subterráneas y de poder explicar su evolución.

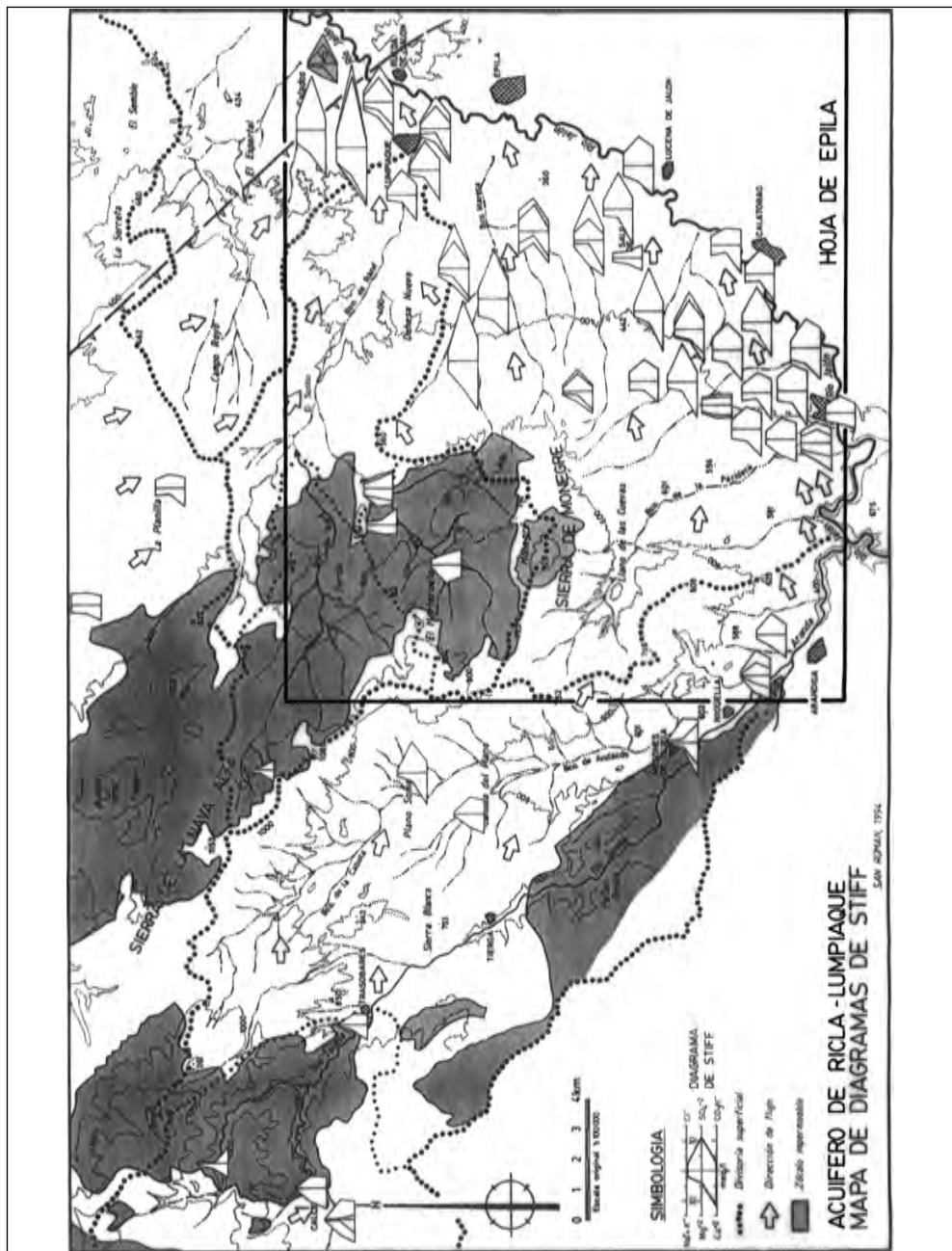


Figura 5.21. Acuífero de Ríca-Lumpliaque. Mapa de Diagramas de Stiff.

ACUÍFERO DE RICLA-LUMPIAQUE

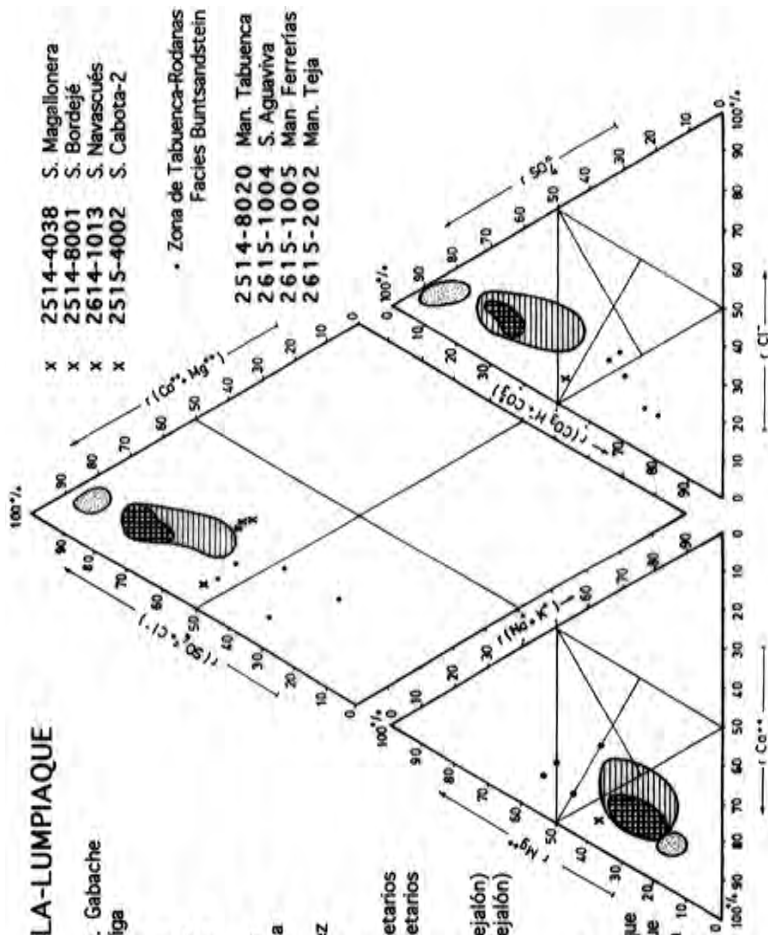
- 2615-2001,10 y 3020 S. Gabache
- 2615-5003 S. abto. Arándiga
- 2615-6001 Z-2 (Ricla)
- 2615-6002 Z-3 (Ricla)
- 2615-6004 S. abto. Ricla
- 2615-6007 S. V. Herraiz
- 2615-6010 S. J. Marín
- 2615-6013 S. L. Peyrona
- 2615-6015 S. G. Barcelona
- 2615-6018 S. Las Navas
- 2615-6021 S. V. Fernandez
- 2615-6026 S. M. Romeo
- 2615-6028 S. R. Mosteo
- 2615-6029 S. Com. Proprietarios
- 2615-6031 S. Com. Proprietarios
- 2615-6035 S. E. López
- 2615-6062 S. El Plano
- 2614-5004 Z-10 (Fuendejalón)
- 2614-5007 Z-40 (Fuendejalón)

Descarga regional

- 2615-3001 Ojos de Torroñel
- 2615-3012 Ojos de Pontil
- 2615-3017 Balsa de Lumpiaque
- 2615-3036 S. abto. Lumpiaque
- 2615-3022 y 30 S. La Llana
- 2615-7066 S. abto. Sellillas

Urrea de Jalón-La Serreta

- 2615-3016 S. Serreta
- 2615-3027 S. Urrea
- 2615-3032 S. Condessa



- 2514-4038 S. Magallonera
- 2514-8001 S. Bordejé
- 2614-1013 S. Navascués
- 2515-4002 S. Cabota-2

• Zona de Tabuena-Rodanas
Facies Buntsandstein

- 2514-8020 Man. Tabuena
- 2615-1004 S. Aguaviva
- 2615-1005 Man Ferrerías
- 2615-2002 Man. Teja

DIAGRAMA DE PIPER-HILL-LANGELIER

Figura 5.22. Acuífero Ricla-Lumpiaque. Diagrama de Piper-Hill-Langelier.

El acuífero multicapa de Ricla-Lumpiaque (margen izquierdo del Jalón) se caracteriza por la presencia de aguas sulfatadas cálcicas de elevada mineralización. En el diagrama anteriormente señalado (Figura 5.22) se observa una clara evolución desde los sondeos situados en las áreas de recarga (2.514-4.038-8.001, 2.614-1.013 y 2.514-4.002) hasta la zona de descarga regional (Ojos de Pontil y Toroñel). Todavía se puede diferenciar otro grupo de aguas que correspondería al drenaje que tiene lugar aguas abajo de los Ojos de Pontil, en la denominada zona de Urrea de Jalón-La Serreta, en la que existen dos sondeos surgentes.

El agua del acuífero presenta conductividades que oscilan entre 800 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 1.500 $\mu\text{S}/\text{cm}$. El catión predominante es el calcio con valores que pueden alcanzar los 500 mg/l.

El anión predominante es el sulfato, siendo frecuentes los valores en torno a los 600 mg/l.

En la zona de descarga los valores se mantienen bastantes constantes, situándose la conductividad en 1.400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y los contenidos en calcio y sulfato en 400 y 500 mg/l, respectivamente. La temperatura oscila entre los 21 y lo 23 °C.

Las aguas de la zona «Urrea de Jalón-La Serreta» presentan una mineralización más alta, con conductividades entre 2.000 y 3.300 $\mu\text{S}/\text{cm}$. El calcio puede alcanzar concentraciones de 1.200 mg/l y el sulfato de 2.000 mg/l. El alto contenido en SiO_2 (hasta 45 mg/l) y la práctica ausencia de NO_3^- , indican que se trata de un flujo regional profundo y muy lento.

Las aguas de este acuífero (Ricla-Lumpiaque) comportan en general un riesgo medio de salinización para riego; correspondería al tipo C_3S_1 del US Salinity Lab. Staff; dentro del acuífero las aguas de la zona Urrea de Jalón-La Serreta corresponderían al tipo C_4S_1 .

Por lo que respecta a la evolución físico-química de los principales manantiales, se ha controlado la conductividad y la temperatura, no detectándose apenas variaciones (1.300-1.400 $\mu\text{S}/\text{cm}$, y 21-23 °C), ya que las escasas variaciones observadas están dentro del propio rango del margen de error analítico. Estos datos vienen a corroborar el carácter de acuífero regional.

Aunque en el presente trabajo no se ha podido contar con determinaciones de Tritio, se ha dispuesto, sin embargo, de varios análisis que nos han sido facilitados por el Servicio Geológico de la Diputación de Zaragoza. Corresponden a muestras tomadas entre los años 1974 y 1976 (DE LEIVA y TRILLA, 1974). Como es sabido, el contenido de Tritio en la atmósfera antes de las explosiones termonucleares ocurridas entre 1954 y 1964 era inferior a 10 UT; con posterioridad el contenido aumentó muy significativamente. Teniendo en cuenta que el período de semidesintegración del isótopo es de 12,26 años, se puede deducir que si encontramos aguas con valores pequeños en Tritio, y en ausencias de procesos importantes de mezclas, estas se habrán infiltrado con anterioridad al año 1954.

Los Ojos del Pontil presentan valores muy bajos en Tritio: entre 0 y 11 UT, los Ojos de Toroñel entre 1 y 14 UT, lo que confirma la presencia de flujos regionales con elevados períodos de residencia del agua en el acuífero.

Por último, existen datos de dos sondeos de los que no se puede precisar su número de inventario pero que corresponden a la finca de la Dehesa Nueva (2.615-3.008, 20 ó 21) y a

Ricla (seguramente el 2.615-6.009, 28 ó 61), ambos explotan el acuífero calcáreo multicapa de Ricla-Lumpiaque. Los valores encontrados oscilan entre 13 y 31 UT, lo que indicaría un período de residencia menor que el del agua que surge por los manantiales de la unidad (los del Pontil y Toroñel), pero que tampoco es muy corto.

5.2.9. Contaminación de las aguas subterráneas

Se ha dispuesto de pocos datos en relación con la contaminación de las aguas subterráneas. Se reducen casi exclusivamente a los contenidos en nitratos. Los análisis muestran en general bastante disparidad, debido a la poca fiabilidad de las determinaciones, no obstante, se pueden obtener ciertas conclusiones que se exponen a continuación.

En los Ojos de Pontil y Toroñel nunca se superan los 15 mg/l. Sin embargo, los sondeos que explotan el acuífero Ricla-Lumpiaque presentan contenidos entre 15 y 35 mg/l. Cerca de Ricla se han medido valores de 50 a 80 mg/l, pero son datos puntuales que habría que confirmar. De todas formas es una zona en la que es previsible que los contenidos en nitratos vayan en aumento, en relación con la creciente presión de la agricultura.

En el entorno de Calatorao y Lucena de Jalón se están superando los valores máximos admitidos por las normas sanitarias (50 mg/l), habiéndose tenido que cambiar el abastecimiento a Calatorao ante la alarma social producida. Esta importante contaminación producida es debida a que en esa zona se produce la transferencia de aguas del acuífero detrítico cuaternario de Alfamén (notablemente contaminado) al calcáreo mesozoico, que actúa como canalizador de flujo.

5.2.10. Recursos y reservas

Para la evaluación de los recursos y reservas de un acuífero se requiere la elaboración del balance de agua entre las salidas y las entradas al acuífero, siendo éste un proceso altamente complejo en el que intervienen muchos factores.

En este apartado se aportan las conclusiones de la Tesis Doctoral de SAN ROMÁN (1994) para la margen izquierda del Jalón (acuífero de Ricla-Lumpiaque). En lo referente a la margen derecha del río Jalón no existe ningún trabajo que aporte datos significativos, destacando solamente el de la CHE (1990a) que indica una cifra para la descarga difusa al Jalón (margen derecha e izquierda) de 13,9 Hm³/año; esta cifra debe ser muy superior, del orden de 30 a 40 Hm³/año, ya que la descarga procedente de la margen izquierda alcanza los 10-19 Hm³/año.

Salidas. Las descargas subterráneas al Jalón procedentes de la margen izquierda, tienen lugar a través de aportes difusos al río, y de los Ojos de Pontil y Toroñel. no existe ningún dato sobre el volumen de las descargas difusas al río, sólo pueden ser deducidas como resultado del balance general entre entradas y salidas.

Las descargas de los Ojos de Toroñel han sido controladas durante el período 1987-89 en tres regletas situadas en tramos más o menos canalizados. Las curvas de gastos correspondientes

no son buenas; en una de ellas es imposible realizar ningún ajuste. La aportación deducida para un período de dos años y medio es de 4,37 Hm³/año.

Las descargas de los Ojos de Pontil han sido controladas a lo largo de tres campañas de aforo: los años 1980 y 1981 mediante aforos puntuales. Los años 1987-1989 mediante sendas regletas instaladas en el lavadero y en el brazal denominado «rasa». Las curvas de gastos que se obtienen son bastante malas. Por último, a partir de 1991 la CHE instaló otras dos regletas en las acequias situadas aguas abajo del partidor (la del Caulor y la del Pontil). Las curvas de los gastos son bastante malas debido a los entibos.

Un problema adicional son los vertidos de aguas procedentes de la acequia de Mareca a uno de los Ojos de Pontil. Algunos de los datos puntuales de aforos han sido desechados al haberse observado aumentos de caudal de más de 100 l/seg en lugares en que el caudal normalmente era bastante constante. La aportación deducida para los Ojos de Pontil en una serie completada de 7 años es de 12,6 hm³/año. Los bombeos en la margen izquierda han sido controlados durante tres años arrojando la cifra de 7-8 Hm³/año.

Entradas. En la zona de estudio existen datos sobre 7 estaciones pluviométricas, de las cuales 6 continúan funcionando en la actualidad. Algunas presentan series con más de 40 años de medidas (Ricla y Calatorao), en cambio otras no llegan a los 15 años (Rodanas y Rueda de Jalón).

Para determinar la precipitación media se han utilizado series de 50 años; procediendo a rellenar sus huecos por correlación lineal con estaciones adyacentes. Posteriormente se ha confeccionado un mapa de isoyetas medias estableciendo previamente las correlaciones entre la precipitación y la altitud. En la hoja de Epila la precipitación es muy homogénea, se sitúa entorno a los 360 mm, oscilando entre los 348 mm de Epila y los 400 mm en la zona del Monegré.

Por otra parte, existen diversos métodos, más o menos adecuados, para determinar la precipitación eficaz o lluvia útil, habiéndose optado por el del balance diario de lluvia en el suelo. Partiendo de los datos de precipitación diaria y de evapotranspiración, como variables de cálculo, el modelo realiza el balance de agua en el suelo a partir de los valores constantes de punto de escorrentía, capacidad de campo y punto de marchitamiento.

Se han utilizado los datos de evapotranspiración deducidos del estudio de FACI y MARTÍNEZ (1991), en donde se presentan unas tablas mensuales de evapotranspiración potencial (ETP) para todo Aragón mediante el método de Blaney-Cridle. En la hoja de Epila la estación analizada es la propia Epila: 1.192,6 mm.

Se ha contado con un programa elaborado por la Oficina de Planificación Hidrológica de la CHE, utilizándose los datos diarios de precipitación de la estación de Ricla. Los valores del punto de escorrentía varían entre 15 y 40 mm, habiéndose ajustado en aquellas cuencas en las que se disponía de datos de escorrentía superficial (Huechaseca, Rané, etc.). Se ha considerado que las Reservas de Agua utilizables por las plantas (RAU) oscilan entre 30 y los 60 mm. Estos datos han sido estimados a partir de sucesivos tanteos, en relación con las lluvias y las oscilaciones piezométricas observadas (entradas de acuífero).

Los resultados de la aplicación del balance diario indican infiltraciones sobre el acuífero que oscilan entre los 17 y los 30 mm, y escorrentías situadas entorno a los 17 mm. Estos valores pueden parecer muy bajos, pero hay que tener en cuenta que gran parte de las entradas en el acuífero proceden de las recargas muy localizadas en cursos de barrancos, tal como se ha visto en el apartado de áreas de recarga.

5.2.10.1. *Balance del área acuífera*

Para abordar el balance de esta extensa área acuífera se ha dividido en dos, partiendo por la divisoria de aguas subterráneas que *grosso modo* coincide con el cauce del barranco de Mareca; al norte el acuífero se drena por los Ojos de Pontil y Toroñel. Al sur el drenaje se realiza directamente al río Jalón.

— **Porción de acuífero que se drena por los Ojos de Pontil y Toroñel:**

Entradas: Los barrancos que descienden de la sierra de la Nava Alta aportan 13,409 Hm³/año que se infiltran muy localizadamente en el acuífero; la infiltración directa sobre todo el área acuífera supone 11,488 Hm³/año.

Salidas: La aportación de los Ojos de Pontil y Toroñel suponen 17,07 Hm³/año, y la escorrentía superficial que escapa del área del acuífero es de 7,147 Hm³/año.

— **Porción de acuífero que se drena directamente al río Jalón entre Calatorao y Epila:**

Entradas: Los barrancos que descienden de la sierra suponen 2,438 Hm³/año, la aportación del río Isuela en Trasobares es de 23,742 Hm³/año, y la infiltración del río Jalón en Ricla y Calatorao es de entre 2 y 6 Hm³/año. La infiltración sobre el propio acuífero alcanza la cifra de 11,705 Hm³/año.

Salidas: Por bombeos desde los pozos del acuífero 7,32 Hm³/año. Por consumo del regadío del Isuela 1,683 Hm³/año. Por aportación del río Isuela al Jalón 15-20 Hm³/año, suponiendo la aportación difusa al río Jalón entre 9,882 y 18,882 Hm³/año.

5.2.10.2. *Recursos del acuífero de Ricla-Lumpiaque*

Se entiende por recursos de un acuífero el caudal medio interanual que fluye en régimen natural, por su zona saturada; es renovable en ciclos climáticos normales; viene a expresar el volumen medio anual de las descargas a través de los desagües naturales.

El régimen natural de un acuífero es un concepto en general complejo y ambiguo. En sentido estricto pocos son los acuíferos que funcionan en régimen totalmente natural. Cualquier alteración de las condiciones hidrológicas en las áreas de recarga supone una alteración de ese régimen natural. Una forma de modificar los recursos del acuífero, puede ser simplemente su explotación.

En el presente trabajo se entiende por recursos de un acuífero el caudal medio interanual que fluye en el régimen hidrológico actual, por su zona saturada.

En el acuífero de Ricla-Lumpiaque se estiman los recursos en 34-43 Hm³/año, siendo la suma de los aportados por los Ojos de Pontil y Toroñel (17,07 Hm³/año), así como por el resto de surgencias directas del río Jalón (entre 9,882 y 18, 882 Hm³/año). También hay que sumar el volumen que bombea en la actualidad mediante pozos (7,32 Hm³/año).

5.2.10.3. *Recursos de la cuenca hidrográfica*

Se entiende por recursos de una cuenca hidrográfica el caudal interanual que discurre en régimen natural por su red hidrográfica. Al igual que en el caso de los recursos de un acuífero, los recursos de una cuenca hidrográfica pueden modificarse si se cambian las condiciones hidrológicas actuales. En el presente trabajo se entiende por recursos de una cuenca el volumen de agua evacuado por su red hidrográfica en un año medio, bajo las condiciones hidrológicas actuales.

En la margen izquierda del Jalón entre Ricla y Lumpiaque (205 km²), los recursos propios se estiman en 13 Hm³/año, sin embargo, la infiltración natural del propio río Jalón los eleva hasta 15-19 Hm³/año. Los trasvases subterráneos de las cuencas vecinas de Isuela y Huechaseca que representan 11-16 Hm³/año y 12 Hm³/año, respectivamente, aumentan los recursos hasta 38-47 Hm³/año; de esta cifra alrededor de 8 Hm³/año son utilizados mediante bombeos, y unos 2 Hm³/año escapan al río Jalón en forma de pequeñas avenidas de los barrancos.

5.2.10.4. *Características del acuífero Ricla-Lumpiaque y sus reservas*

Para el acuífero Ricla-Lumpiaque se obtienen las siguientes características:

- Superficie: 616 km².
- Diferencia de cota (h): 130 m.
- Radio del sector circular: 25.000 m.
- Angulo del sector circular: 113°.
- Espesor saturado: 20-100 m.
- porosidad eficaz estimada: 1%.
- Reservas vivas: 400 Hm³.
- Reservas muertas: 123-616 Hm³.

5.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES

Este apartado constituye una síntesis en la que se exponen las características geotécnicas de los materiales que se distinguen en la hoja de Epila número 382. Esta síntesis trata de recoger una información complementaria al Mapa Geológico Nacional, que puede simplificar los futuros estudios geotécnicos.

5.3.1. Criterios de división

La superficie de la hoja se ha dividido en áreas, y posteriormente cada área en zonas. El criterio seguido para la división de estas áreas ha sido fundamentalmente geológico, entendiéndose como una síntesis de aspectos litológicos, tectónicos, geomorfológicos e hidrogeológicos, que analizados en conjunto, dan a cada zona una homogeneidad en el comportamiento geotécnico.

Se describe la permeabilidad, el drenaje, la ripabilidad, la posibilidad de deslizamientos, hundimientos y otros riesgos. Por último, se valora cuantitativamente la capacidad de carga del terreno. Todas estas definiciones son orientativas por lo que se deben utilizar a nivel de estudio informativo.

5.3.2. División en áreas y zonas geotécnicas

En la hoja de Epila se presentan seis áreas (I, II, III, IV, V y VI), que se definen de la siguiente manera.

- Área I. Materiales paleozoicos
- Área II. Materiales pérmico-triásicos
- Área III. Materiales jurásicos
- Área IV. Materiales cretácicos
- Área V. Materiales terciarios
- Área VI. Materiales cuaternarios

En cada área se distinguen diferentes zonas, estas últimas agrupan las unidades cartográficas del Mapa Geológico Nacional (MAGNA).

5.4. ESTUDIO DE LAS ÁREAS Y ZONAS GEOTÉCNICAS

5.4.1. Área I. Materiales paleozoicos

— Zona I₁

Características litológicas

Esta zona se encuentra litológicamente constituida por alternancias de cuarcitas y pizarras y niveles carbonáticos esporádicos. Corresponden a las unidades cartográficas números 1, 4 y 5, de edad Ordovícico y Devónico superior, a su vez corresponden a dos pequeños afloramientos localizados en el ángulo suroccidental de la hoja.

Características geotécnicas

Se puede considerar esta zona con permeabilidad media a alta por fisuración. Su drenaje es bueno y se realiza por infiltración más escorrentía. Estos materiales presentan dificultades en la excavación siendo sólo rippables los niveles pizarrosos. Su capacidad de carga se puede considerar media a alta.

Estos materiales no presentan condicionantes geotécnicos de relevancia, si bien se ha de tener en cuenta que pueden existir problemas de erosión diferencial y descalce de los materiales cuarcíticos.

Los taludes naturales observados se encuentran en buen estado, con pendientes algo acusadas, por lo que permitirán desmontes con taludes fuertes.

— Zona I₂

Características litológicas

Desde el punto de vista litológico, son materiales muy competentes y se encuentran constituidos por ortocuarzitas y cuarcitas de las unidades 2 y 11, de edad Ordovícico y Devónico superior. Estos materiales afloran en dos pequeñas áreas situadas en el ángulo suroccidental y noroccidental de la hoja.

Características geotécnicas

Se puede considerar esta zona con permeabilidad alta a media por fisuración. Su drenaje es bueno por infiltración y escorrentía superficial. Estos materiales presentan una alta dificultad en su excavación, por lo que se han de considerar no rippables, siendo su capacidad de carga alta.

Estos materiales no presentan condicionantes geotécnicos, y los taludes naturales observados presentan pendientes muy acusadas, por lo que los desmontes que se pudieran producir permitirían taludes muy acusados próximos a la verticalidad.

— Zona I₃

Características litológicas

Esta zona aparece en la parte centro-occidental de la hoja en un pequeño afloramiento al pie del Monegré. Se encuentra constituida por pizarras grises ampelíticas con intercalaciones de areniscas de grano fino y estratificadas en lechos muy delgados. Corresponde con la unidad 3 de edad Silúrico.

Características geotécnicas

Se puede considerar esta pequeña zona con permeabilidad baja a muy baja. Su drenaje es bueno y se realiza mediante escorrentía superficial. Presentan facilidad en la excavación por lo que se han de considerar a estos materiales rippables. Su capacidad de carga es media.

No se observan condicionantes geotécnicos relevantes, si bien es una zona en donde abundan suelos arcillosos poco consolidados.

Los taludes naturales observados se encuentran muy degradados y erosionados, dadas las características litológicas de sus materiales, por lo que los desmontes que se pudieran producir deberán ser muy tendidos y con acciones para minimizar los problemas de drenaje.

— Zona I₄

Características litológicas

Representa esta zona a la práctica totalidad de los materiales de edad Devónico superior, y se encuentran aflorando en el cuadrante noroccidental de la hoja. Son materiales constituidos por alternancias de areniscas duras, lutitas y limolitas, en mayor o menor proporción entre ellas. Se han representado dentro de esta zona las unidades 6, 7, 8, 9 y 10, las cuales pertenecen íntegramente al Devónico superior.

Características geotécnicas

Se puede considerar a esta gran zona con permeabilidad media, y, en algunos casos, alta. Su drenaje es bueno tanto por infiltración como por escorrentía superficial. Presenta una excavabilidad diferencial, dependiendo de la cantidad de materiales areniscosos que se encuentren, por lo que su ripabilidad irá en función de estos materiales, no obstante, esta se ha de considerar nula salvo que se atravesase materiales lutíticos y/o limolíticos.

Los taludes naturales observados se encuentra degradados debido a la erosión diferencial y cubiertos por depósitos coluvionales en la mayoría de los casos. No obstante en roca fresca los taludes son fuertes y se aprecia un estado de conservación bueno, por lo que los desmontes que se realicen permitirán taludes cercanos al 1/1. Se aprecian desprendimientos.

5.4.2. Área II. Materiales permo-triásicos

— Zona II₁

Características litológicas

Desde el punto de vista litológico corresponden a conglomerados cuarcíticos muy cementados y se encuentran apoyados sobre diferentes formaciones del Paleozoico. Su espesor es variable llegándose a potencias cercanas a los 15 m. Corresponden con las unidades cartográficas números 12, 14 y 15, pertenecientes al Pérmico inferior y Triásico inferior.

Características geotécnicas

Se puede considerar esta zona con permeabilidad alta a media por fisuración y escasa por porosidad intergranular. Su drenaje es bueno, fundamentalmente por escorrentía y parte por infiltración. Estos materiales no presentan facilidad en la excavación por lo que su ripabilidad se ha de considerar nula.

Los taludes naturales observados se encuentran en buen estado y presentan fuertes pendientes, por lo los desmontes que se realicen permitirán taludes fuertes incluso cercanos a la verticalidad.

— Zona II₂

Características litológicas

Desde el punto de vista litológico, esta zona representa a las alternancias de areniscas, lutitas y limolitas, tanto de edad pérmica como de edad triásica. Afloran fundamentalmente en el cuadrante noroccidental de la hoja. Corresponden con las unidades números 13 y 17, de edades Pérmico y Triásico inferior respectivamente.

Características geotécnicas

Son materiales en general de alta a media permeabilidad y su drenaje se ha de considerar bueno, tanto por escorrentía como por infiltración, esta última a favor de los cuerpos de naturaleza areniscosa. Presentan dificultades en la excavación de los materiales areniscosos así como una fuerte abrasividad de los mismos; el resto de los materiales que constituyen la zona se pueden considerar de fácil excavación y son rippables.

No se han observado condicionantes geotécnicos relevantes, si bien se han apreciado desprendimientos de bloques por erosión diferencial así como pequeños movimientos de laderas en suelos lutíticos.

Los taludes naturales observados por lo general se encuentra bien conservados, aunque se aprecian acumulaciones coluvionares en laderas lutíticas y bajo los escarpes areniscosos. No obstante en los desmontes que se pudieran realizar se podrían admitir taludes cercanos al 1/1.

— Zona II₃

Características litológicas

Se encuentra constituida por un predominio de materiales areniscosos sobre el resto. Existen intercalaciones de materiales conglomeráticos. Esta zona, junto con la zona I₁, constituye la base de la serie permotriásica en toda la hoja. Corresponde con la unidad cartográfica número 16.

Características geotécnicas

Las características geotécnicas de esta zona son similares a las anteriores, con la salvedad que la excavabilidad es menor, por lo que su ripabilidad es muy baja e incluso nula en la mayoría de la zona.

Los taludes naturales observados presentan una buena conservación, por lo que los desmontes permitirán taludes fuertes, aunque dependiendo de la dirección de la estratificación.

— Zona II₄

Características litológicas

Corresponde esta zona al área que cubre los depósitos carbonatados de la facies Muschelkalk y de la Fm. Imón del Triásico medio y superior respectivamente. Se encuentra constituida por alternancias de dolomías, calizas dolomíticas, margas, lutitas y areniscas. A su vez, estos materiales aparecen bien estratificados en capas y bancos de variado espesor. Corresponden a las unidades números 18, 20 y 23.

Características geotécnicas

La permeabilidad se ha de considerar media, si bien existen partes en la que esta es alta, sobre todo en aquellos tramos carbonatados. El drenaje es bueno por infiltración y escorrentía. Estos materiales presentan dificultades en la excavación, sobre todo en los tramos dolomíticos, siendo en el resto la excavabilidad buena, por lo que su ripabilidad dependerá de los tramos a los que afecten. La capacidad de carga se ha de considerar media.

No se han apreciado condicionantes geotécnicos relevantes. Los taludes naturales observados se encuentran en buen estado por lo que los desmontes a realizar permitirán taludes cercanos al 1/1, siempre que la estratificación sea favorable.

— Zona II₅

Características litológicas

Se ha incluido dentro de esta zona geotécnica a la facies Keuper y al Tramo medio de la facies Muschelkalk, esta última de similares características litológicas a las primeras. En general se encuentran constituidas por una serie heterolítica de materiales arcillosos, areniscos, lutíticos, margosos y yesíferos entre los cuales se intercalan delgados niveles de dolomías. En esta zona se incluyen las unidades cartográficas números 19 y 21.

Características geotécnicas

Se puede considerar a toda la zona como impermeable, por lo que el drenaje se realiza por escorrentía. Los términos margosos y arcillosos se excavan con facilidad, no así los tramos areniscos y yesíferos que ofrecen mayor dificultad de ripado.

La capacidad de carga se define como media a baja, siendo los condicionantes geotécnicos más relevantes, la presencia de asientos, algunos de ellos de tipo diferencial. Igual-

mente los problemas de disolución de yesos pueden originar colapsos y agresividad, tanto del terreno como de las aguas circulantes.

Los desmontes de esta zona no plantean problemas de importancia, siempre y cuando los taludes no sobrepasen el 1/1 de inclinación máxima, y siempre que la estratificación sea favorable.

— Zona II₆

Características litológicas

Esta zona se ha individualizado de la facies Keuper por sus características litológicas, al estar constituida por rocas volcánicas muy alteradas y formadas a partir de basaltos espilitizados y de gran desarrollo lateral. El espesor de la formación volcánica oscila entre los dos y cuatro metros. Estas emisiones volcánicas acaecieron durante el Triásico superior. Esta zona geotécnica corresponde con la unidad cartográfica número 22.

Características geotécnicas

Se puede considerar a la zona como de permeabilidad media a alta. Su drenaje se realiza mediante escorrentía e infiltración. La capacidad de carga es media dado el grado de alteración que presenta en toda la zona.

Los condicionantes geotécnicos más relevantes de esta zona se refieren a la situación de la misma, dado que se encuentra intercalada entre materiales de la facies Keuper y a su vez se encuentran muy alterados y degradados.

Los desmontes de esta zona no plantean problemas de importancia, aunque los taludes deberán ser muy tendidos, dado el estado de conservación natural que presenta.

5.4.3. Área III. Materiales jurásicos

— Zona III₁

Características litológicas

Esta zona corresponde con la base de los materiales jurásicos y se encuentra constituida litológicamente por brechas intraformacionales de naturaleza carbonática, carniolas y dolomías. Presenta un gran desarrollo a todo lo largo del cuadrante suroccidental y orlando los relieves paleozoicos. Esta zona se ha hecho corresponder con la unidad número 24, a la cual se le asigna la edad de Lias inferior.

Características geotécnicas

La permeabilidad de esta zona se puede considerar como alta, realizándose el drenaje por infiltración más escorrentía. La excavabilidad es difícil o casi nula, a excepción de los tra-

mos de brechas poco consolidadas. La capacidad de carga se puede considerar como media a alta, esta última en aquellos sectores donde la consolidación rocosa es elevada.

Existen condicionantes geotécnicos de importancia que se derivan de la carstificación y de la abundante oquerosidad que presenta el conjunto rocoso de esta zona. En superficie se observa una abundancia de dolinas y cuevas, y es de prever que existan en profundidad. También es importante la intensa facturación y diaclasado que presenta este conjunto rocoso.

Respecto a la evolución de los taludes naturales se observa que en los materiales de naturaleza carniolar y dolomítica, estos se encuentran en buen estado de conservación, mientras que en las zonas de predominio brechoide se encuentran muy degradados. Todo ésto se traduce que en los desmontes se ha de tener en cuenta a estos últimos materiales, estimando taludes tendidos y protegidos, así como bien drenados. Los desmontes en zonas rocosas permitirán inclinaciones cercanas al 1/1, con mallado de protección.

— Zona III₂

Características litológicas

Toda la zona es de naturaleza caliza con escasos niveles margosos. Se encuentra constituida por alternancias de calizas en bancos gruesos y capas de calizas tableadas que intercalan cuerpos de margas verdes y calizas bioclásticas. Esta zona se encuentra representada en los cuadrantes occidentales de la hoja. se han incluido en esta zona las unidades número 25 y 26 de edad Liásico inferior y medio.

Características geotécnicas

La permeabilidad de la zona es elevada, realizándose su drenaje por infiltración más escorrentía. La excavabilidad es nula y su capacidad de carga es alta.

No se reconocen condicionantes geotécnicos de relevancia, si bien existen pequeñas zonas en las que se ha observado una cierta karstificación, así como una intensa fracturación y diaclasado. Los taludes naturales observados se encuentran en ocasiones cercanos a la verticalidad y en buen estado de conservación, por lo que los desmontes a realizar admitirán taludes fuertes a muy fuertes.

— Zona III₃

Características litológicas

Se ha individualizado de la anterior zona un conjunto litológico constituido por alternancias de calizas bioclásticas y margas verdes, en una proporción de 1/1 aproximadamente. Esta zona se encuentra ubicada en el cuadrante suroccidental de la hoja y corresponde a la unidad cartográfica número 27, cuya edad es la de Sinemmuriense superior-Pliensba-chiense.

Características geotécnicas

Su permeabilidad es baja e incluso a muy baja. El drenaje se realiza fundamentalmente por escorrentía. Su excavabilidad se considera media, dependiendo de los tramos calcáreos, aunque en conjunto se ha de considerar como poco ripable, siendo su capacidad de carga media.

No existen condicionantes geotécnicos de relevancia. Son materiales con un alto contenido en fósiles y óxidos de hierro.

— Zona III₄

Características litológicas

Esta zona es fundamentalmente de naturaleza margosa y se encuentra constituida por alternancias de margas grises y ocre y cuerpos centimétricos de calizas margosas con estratificación nodulosa. Esta zona geotécnica se ha hecho corresponder con las unidades números 28 y 32, de edades Liásico superior y Oxfordiense superior-Kimmeridgiense respectivamente.

Características geotécnicas

Su permeabilidad es muy baja y su drenaje se realiza mediante escorrentía superficial. En general son materiales rippables y su capacidad de carga se considera como media a baja.

No existen condicionantes geotécnicos de importancia, si bien se ha de tener en cuenta el grado de alterabilidad superficial que presentan los tramos margosos. Los desmontes de esta zona no plantean problemas relevantes, siempre y cuando los taludes no sobrepasen inclinaciones cercanas a los 35°-40°.

— Zona III₅

Características litológicas

Desde el punto de vista litológico, esta zona se encuentra constituida por una potente serie de materiales carbonatados con abundantes intercalaciones margosas y margocalizas. Resumiendo, son calizas finas, calizas fosilíferas estratificadas en gruesos bancos y margas laminadas interestratificadas. Esta zona geotécnica se encuentra ubicada fundamentalmente en el cuadrante suroccidental de la hoja. Esta zona geotécnica engloba las unidades números 29 y 31, ambas pertenecientes a la Formación carbonatada de Chelva del Dogger.

Características geotécnicas

La permeabilidad de la zona se puede considerar como media a alta, realizándose el drenaje mediante escorrentía más infiltración. La excavabilidad es difícil o casi nula, salvo los

términos margosos situados en la base de las formaciones rocosas de esta zona. La capacidad portante se puede considerar como alta.

No se han apreciado condicionantes geotécnicos de importancia y los taludes naturales observados mantienen ángulos de inclinación muy elevados, encontrándose en perfecto estado de conservación. Los desmontes permitirán taludes con ángulos de inclinación muy elevados.

— Zona III₆

Características litológicas

Esta zona corresponde con una serie alternante de calizas y margas negras en una proporción equivalente y correspondiente a la unidad 30 de la Fm. Carbonatada de Chelva (Calloviense). Estos materiales se encuentran bien estratificados en capas y bancos de mediano espesor.

Se desarrolla esta zona geotécnica por todo el cuadrante suroccidental de la hoja, existiendo pequeños afloramientos en el cuadrante superior muy replegados y tectonizados.

Características geotécnicas

Esta zona presenta una permeabilidad media, realizándose el drenaje mediante escorrentía más infiltración. La excavabilidad es difícil existiendo tramos no rippables y siendo su capacidad de carga media a alta.

No existen condicionantes geotécnicos de importancia. Los taludes naturales observados se encuentran en buen estado y próximos a la verticalidad en algunos sectores de la zona, por lo que los desmontes a realizar podrán tener taludes con ángulos de inclinación elevados.

— Zona III₇

Características litológicas

Esta zona corresponde con un conjunto eminentemente heterolítico, constituido por alternancias de areniscas, margas arenosas, calizas arenosas, calcarenitas y microconglomerados. Estos materiales representan el techo de la serie jurásica de la hoja. Corresponde a las unidades cartográficas números 33 y 34, ambas del Jurásico superior-Kimmeridgiense.

Características geotécnicas

Por lo que se refiere a la permeabilidad esta se puede considerar media a alta, dependiendo del espesor de los tramos margosos y margo-arenosos. El drenaje se realiza

mediante infiltración más escorrentía. Su excavabilidad será difícil, existiendo zonas de ripado coincidentes con los tramos margosos. La capacidad de carga se puede considerar alta, y en algunos sectores coincidentes con los tramos margosos será media.

No existen condicionantes geotécnicos de importancia. En lo que se refiere a los taludes naturales en la mayoría se encuentran bastante escarpados y algo degradados en los tramos margosos. Los desmontes serán con inclinaciones de taludes elevadas y algo más tendidos en los tramos margosos.

5.4.4. Área IV. Materiales cretácicos

— Zona IV₁

Características litológicas

Es una zona geotécnica constituida por materiales deleznable y formados a partir de areniscas y lutitas de tonos rojizos y verdosos. Es una zona situada en el centro-sur de la hoja y su extensión es muy reducida, correspondiendo con la unidad 35 del Cretácico inferior en facies «Purbeck-Weald».

Características geotécnicas

La zona actúa como impermeable, dado el alto contenido en materiales lutíticos, existiendo pequeños enclaves con permeabilidad alta debida al carácter arenoso de su litología. Su drenaje se realiza íntegramente por escorrentía superficial. La excavabilidad de la unidad se considera fácil, siendo todos sus componentes litológicos rippables. La capacidad de carga se ha de considerar media a baja.

— Zona IV₂

Características litológicas

Son calizas oncolíticas y brechas calcáreas muy cementadas que presentan un fuerte resalte morfológico. Está representada en la cartografía geológica por la unidad 36 del Cretácico inferior en facies «Purbeck-Weald». Se encuentran estratificadas en gruesos bancos de espesores métricos, siendo el área de extensión de esta zona de escasas dimensiones.

Características geotécnicas

La permeabilidad de la zona es alta y su drenaje se realiza mediante infiltración más escorrentía. La excavabilidad es nula o casi nula, siendo materiales no rippables con una capacidad de carga de media a alta, dependiendo del grado de brechificación de las calizas.

No se han observado condicionantes geotécnicos de importancia y los taludes naturales observados se encuentran en buen estado, debido al grosor de sus estratos. Los taludes en desmontes permitirán ángulos de inclinación elevados.

5.4.5. Área V. Materiales terciarios

— Zona V₁

Características litológicas

Se constituye esta unidad como una amplia zona situada en la mitad oriental de la hoja. Litológicamente se encuentra formada por una alternancia de yesos nodulares y yesos tabulares, estratificados horizontalmente. Se intercalan esporádicamente lechos de calizas y margas yesíferas. Esta zona geotécnica se encuentra constituida por las unidades números 37 y 40 del Aragoniense inferior y medio respectivamente.

Características geotécnicas

Esta gran zona se considera de baja permeabilidad a impermeable, por lo que su drenaje se realiza mediante escorrentía superficial. En general se excava con facilidad, siendo la práctica totalidad de sus términos litológicos rippables.

La capacidad de carga se define como media a baja, siendo los condicionantes geotécnicos más relevantes, la presencia de asientos, algunos de ellos de tipo diferencial. Asimismo, los problemas de disolución de yesos pueden originar colapsos y agresividad tanto del terreno como de las aguas circulantes.

Los desmontes de esta zona no plantean problemas de importancia, siempre y cuando los taludes no sobrepasen ángulos superiores a los 45° (1/1).

— Zona V₂

Características litológicas

Corresponde con una zona eminentemente arcillosa y constituida por arcillas y lutitas pardas que intercalan pequeños lechos de areniscas de grano fino, representada por la unidad cartográfica número 38 del Aragoniense inferior. Se ubica esta zona en la parte centro-oriental de la hoja y tiene una extensión bastante considerable y en dirección aproximada E-O.

Características geotécnicas

Su permeabilidad es baja a muy baja. El drenaje se realiza fundamentalmente por escorrentía. Todos sus términos litológicos se excavan con facilidad, por lo que es una zona rippable. Su capacidad de carga es media a baja.

No existen condicionantes geotécnicos de importancia, si bien son materiales con alto grado de degradación y de acumulación de suelos que pueden estar sujetos a reptaciones. Los taludes naturales observados se encuentran muy degradados por la baja compacidad de sus materiales. En el supuesto de que fueran objeto de desmontes, los taludes deberán ser muy tendidos y protegidos.

— Zona V₃

Características litológicas

El dominio litológico fundamental de esta zona es el de alternancias de calizas finas y margas calcáreas de tonos grises claros. Se desarrolla a lo largo de ambas márgenes del valle del río Jalón y en los alrededores de la localidad de Epila. Corresponde con las unidades números 39, 44 y 46, pertenecientes las dos primeras al Aragoniense y la última al Vallesiense.

Características geotécnicas

Es una zona de permeabilidad media y en algunos puntos alta, lo que hace que el drenaje sea en algunos puntos por escorrentía más infiltración y en otros por infiltración más escorrentía. Son materiales de fácil excavabilidad, dado el escaso espesor de los términos calcáreos, siendo su capacidad de carga media a baja.

No se han apreciado condicionantes geotécnicos de importancia y los taludes naturales observados se encuentra fuertemente degradados, debido al alto contenido en materiales margosos. Se han observado pequeños descalses de los niveles calizos por erosión diferencial. Los desmontes a realizar en la zona deberán tener taludes muy tendidos y protegidos.

— Zona V₄

Características litológicas

Es una zona de características litológicas heterolíticas y en la que dominan los conglomerados, las arcillas y las areniscas de tonos rojizos y ocreos. Se trata de conglomerados de cantos de naturaleza calcárea y de matriz arcillo-arenosa. Las areniscas son de grano grueso con estratificación canalizada y las arcillas están subordinadas al resto de las litologías que constituyen esta zona. Se ha considerado como zona geotécnica V₄ el conjunto que conforman las unidades números 41 y 43, ambas pertenecientes al Aragoniense medio.

Características geotécnicas

Se considera este conjunto permeable a semipermeable, siendo el drenaje mayoritariamente por escorrentía superficial, con evidentes signos de drenaje por infiltración. Generalmente son depósitos consolidados a poco consolidados y de carácter masivo, sobre todo los conglomerados. Su ripabilidad es diferencial dependiendo del grado de cementación, aunque en general se puede considerar baja. La capacidad de carga es media a alta.

No se aprecian condicionantes geotécnicos de importancia y los taludes naturales observados se encuentran en buen estado, con ángulos de inclinación elevados, lo que permitirán desmontes con taludes fuertes.

— Zona V₅

Características litológicas

Corresponde esta zona al conjunto de las unidades cartográficas números 42 y 45 del Aragoniense superior-Vallesiense. Se encuentra constituida por una serie de alternancias de areniscas, lutitas, conglomerados, margas y calizas finamente estratificadas. Esta zona ocupa pequeñas depresiones dentro de las estructuras sinclinales que existen en la hoja. En general, sus materiales, se encuentran bien estratificados.

Características geotécnicas

En lo que se refiere a la permeabilidad, esta se puede considerar media a baja, existiendo puntos en los que la permeabilidad es muy baja o casi nula. El drenaje se realiza mediante escorrentía más infiltración. La excavabilidad, en términos generales, se puede considerar como buena, siendo la mayoría de sus términos rippables. La capacidad de carga es media, siendo alta en los puntos donde existen litologías conglomeráticas y/o areniscosas.

No se han observados condicionantes geotécnicos de importancia y los taludes naturales apreciados se encuentra en un estado de semidegradación, dependiendo de las litologías afectadas. En general los desmontes deberán tener taludes muy tendidos.

5.4.6. Área VI. Materiales cuaternarios

— Zona VI₁

Características litológicas

Es un conjunto eminentemente carbonatado, constituido por calizas micríticas homogéneas, calizas brechoides, calizas oncolíticas, calizas estromatolíticas y calizas de tubos, aleatoriamente dispuestas y a veces masivas. Presentan también limos carbonatados de tonos claros a blancos. Estos materiales afloran exclusivamente en el vértice conocido como Montolar, en el NE de la hoja y pertenecen a sedimentos de edad Plioceno superior-Pleistoceno, estando representada exclusivamente por la unidad cartográfica número 47.

Características geotécnicas

La permeabilidad de la zona es buena, realizándose su drenaje por infiltración más escorrentía. La excavabilidad es diferencial, existiendo tramos dentro de la zona de difícil ripado, dada la compacidad de los materiales calizos. Su capacidad de carga es media y en algunos puntos alta.

Los condicionantes geotécnicos más relevantes son posibles desprendimientos por erosión diferencial. Los taludes naturales observados se encuentran en general en buen estado, permitiendo desmontes cercanos al 1/1 de inclinación máxima.

— Zona VI₂

Características litológicas

Son materiales asociados a la dinámica gravitacional y de arroyada, encontrándose constituidos por depósitos de glacis, abanicos aluviales, conos de deyección y coluviones. Su composición litológica se realiza a base de gravas conglomerados, areniscas, arcillas y limos, estos últimos encostrados en ocasiones. Ocupan una gran extensión en el centro de la hoja. Corresponden con las unidades cartográficas números 48, 51 y 53 de edades comprendidas entre el Pleistoceno y el Holoceno.

Características geotécnicas

Presenta todas las variables de permeabilidad, desde depósitos muy permeables hasta depósitos impermeables. El drenaje se realiza por escorrentía más infiltración. En general son depósitos de fácil excavabilidad, aunque en aquellos donde existen depósitos encostrados la ripabilidad será difícil. La capacidad portante y/o de carga se ha de considerar como media en general, con puntos en que este parámetro sea alto y en otros bajo, dependiendo de la cementación del depósito.

Los condicionantes geotécnicos más relevantes son: por una parte, los posibles deslizamientos que se pudieran producir en zonas con pendientes pronunciadas. De otra, el descalce de materiales por procesos de incisión fluvial y erosión diferencial.

Los taludes naturales observados en general se encuentran en buen estado, permitiendo desmontes en los que los taludes admitirán ángulos de inclinación superiores al 1/1. Es importante señalar que estos taludes serán sólo estables en depósitos encostrados y en disposición horizontal, dado que en canchales y coluviones los taludes deberán ser muy tendidos y protegidos.

— Zona VI₃

Características litológicas

En esta zona se han agrupado todos los depósitos originados por el régimen fluvial, cuyas unidades cartográficas corresponden con las 49, 50 y 52 y enmarcadas dentro del Pleistoceno superior-Holoceno. Desde el punto de vista morfodinámico se encuentran constituidos por depósitos de terrazas, depósitos de valles y depósitos de llanuras de inundación. Litológicamente son materiales formados por gravas cuarcíticas y calcáreas, arenas y areniscas, limos de inundación y arcillas de decantación, como principales litologías.

Estos materiales se encuentran por lo general poco consolidados y afloran fundamentalmente en las zonas próximas a los cauces de los ríos y torrentes de mayor entidad.

Características geotécnicas

Presentan todo tipo de características en lo que se refiere a la permeabilidad, en general se puede considerar como alta. Su drenaje se realiza por infiltración más escorrentía. Su capacidad de carga es media y en algunos casos como en las terrazas del río Jalón esta carga se ha de considerar como más elevada. La excavabilidad se realizará fácilmente, considerando sus materiales rippables.

Como condicionante geotécnico más relevante se ha de considerar el nivel freático alto en los depósitos de llanura de inundación, lo que podrá originar problemas de agotamiento en la excavaciones. La baja compacidad de algunos de los depósitos dará lugar a asentamientos importantes. Por último, señalar la posibilidad de que en la zona existan riesgos de inundaciones. Los desmontes que se produzcan deberán tener taludes muy tendidos.

— Zona VI₄

Características litológicas

Se ha considerado como zona independiente las áreas que existen con deficiencias en el drenaje, cartografiadas como unidad 54 y de edad holoceno s.l. Son las áreas con depósitos de origen endorreico. En general son depósitos de granulometría fina.

Características geotécnicas

Presenta una característica de permeabilidad baja, por su mal drenaje. Los materiales serán de fácil excavabilidad y su capacidad de carga baja.

Los condicionantes geotécnicos son los derivados de los procesos estacionales en los que existan un alto régimen de lluvias, con lo que la zona se encontrará inundada. Aparecerán asentamientos en toda la zona. No se han observado taludes naturales, ya que el espesor de sus materiales es mínimo.

6. PATRIMONIO GEOLÓGICO NACIONAL

En este epígrafe se trata de dejar constancia de los lugares de interés geológico o de protección de la Naturaleza, como continuación del Inventario Nacional de Puntos de Interés Geológico, puesto en realización por el IGME en 1978.

Los fines perseguidos en este proyecto pueden resumirse como siguen:

— Conocimiento de un patrimonio nacional, hasta hoy poco conocido y mal explotado.

- Creación de archivos de documentación.
- Conservación organizada de este patrimonio.
- Sistematizar y aprovechar la gran cantidad de información obtenida en la realización del MAGNA y en otras actividades geológicas.
- Propiciar el conocimiento y conservación de la Naturaleza.
- Proporcionar material didáctico para la enseñanza.
- Fomentar la investigación de enclaves de material geológico, lo que conlleva un mayor conocimiento de nuestra geología.
- Elevar nuestro prestigio entre países de vanguardia en investigación y conservación de la Naturaleza (ELIZAGA, 1988).

Uno de los objetivos de la realización de este inventario, es el establecimiento de una red de estaciones susceptibles de organizar en itinerarios que permitan reconocer las características de cada región geológica.

Por otra parte, es de esperar que este esfuerzo desemboque en la creación de un marco legislativo capaz de proteger este patrimonio no renovable.

6.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DE LOS PIG

Se han seleccionado en la hoja un total de 10 PIG que intentan reflejar algunos aspectos de la evolución geológica de la misma.

Dado que las características geológicas de la hoja se extienden de modo más o menos uniforme por regiones próximas más amplias, los procesos geológicos observables en estos PIG se han considerado de influencia regional. No obstante, no pasan de ser ejemplos locales de fenómenos presentes en zonas más amplias.

El contenido de estos PIG se encuadran en las disciplinas de estratigrafía, tectónica, geomorfología, etc., siendo su utilización de carácter científico y didáctico.

6.2. CRITERIOS METODOLÓGICOS EN LA SELECCIÓN

La selección de los PIG se ha realizado de acuerdo con las directrices indicadas por el ITGE y utilizando un método directo de subjetividad (CLAVER, *et al.*, 1984).

Evidentemente, los criterios de selección se ven condicionados necesariamente por la realidad geológica del área considerada, encaminándose a reflejar de forma esquemática la historia patentizada por los materiales presentes.

- **PIG número 1.** Se trata de areniscas cuarcíticas del Devónico superior del Baranco de Valdeinglés. Es importante señalar que es de origen fluvial y presenta unas estructuras sedimentarias de alto interés científico. La serie donde se ubica este punto presentan características similares al descrito en el apéndice de PIG, anexo a esta memoria.

- **PIG número 2.** Se trata de la serie del Pérmico superior de la hoja de Epila y en concreto en el lugar conocido como El Chiquero. Son facies de naturaleza conglomerática y areniscosa y su interés como PIG no es otro que su alto contenido científico, por lo que respecta a que este punto es uno de los pocos en el afloran estos materiales. Su interés paleogeográfico es también muy elevado. Es importante destacar la fuerte discordancia angular existente entre estos depósitos y los del Devónico superior.
- **PIG número 3.** Se trata de un buen afloramiento de la serie del Triásico superior, en la que se intercalan materiales de naturaleza volcánica en coladas estratiformes y sobre ellas se deposita las formaciones carbonáticas del Triásico superior y del Lías inferior. El afloramiento situado en El Morteruelo, cerro de geometría circular, muestra aspectos estratigráficos y de interés científico muy relevantes.
- **PIG número 4.** Se trata de un punto de alto interés, corresponde con las coladas basálticas intercaladas en la serie del Triásico superior en facies Keuper, situadas en el lugar conocido como Paridera de los Blanquizaes. Son basaltos espilitizados intercalados dentro de la serie superior triásica y en concreto dentro de la facies Keuper. A su vez en este punto se puede comprobar la existencia de un resto de chimenea volcánica. Se aprecia dentro de él contactos rubefactados.
- **PIG número 5.** Corresponde con la serie liásica y base de la del Dogger, en las proximidades de la trinchera del FF.CC. Madrid-Zaragoza, y en las proximidades de éste con el cruce del río Jalón. Muestra este punto una serie singular de materiales carbonatados y margosos de diferentes formaciones del Lías medio y superior, así como del Dogger inferior. A nivel regional es una de los cortes estratigráficos más representativos del Jurásico. Reúne condiciones estratigráficas, sedimentológicas, paleogeográficas y paleontológicas de excepción.
- **PIG número 6.** Se trata de un punto de interés geológico que, aunque recogido de forma local, reúne condiciones más que sobradas para considerarlo de carácter regional a nivel de Cordillera Ibérica. Se trata de la superficie de discontinuidad entre el Calloviense medio y el Oxfordiense medio-superior. El punto considerado se encuentra en el Barranco del *Basurero*, al N de la localidad de Ricla por el camino del mismo nombre. Su alto interés sedimentológico, paleogeográfico y paleontológico hacen singular este punto.
- **PIG número 7.** Se trata de la serie superior jurásica situada en la Sierra de Los Picarros, al N de la localidad de Ricla. Reúne condiciones estratigráficas, sedimentológicas y paleontológicas de excepción, sobre todo los términos pertenecientes al Mb. Ricla, en el que se desarrollan cuerpos de barras oolíticas y bioclásticas de gran envergadura. Dentro de este lugar, se puede apreciar de igual manera formaciones inferiores al Mb. Ricla que tienen características similares al tramo anteriormente mencionado.
- **PIG número 8.** Se trata de un punto de interés dentro de las formaciones del Terciario superior. Son depósitos detríticos de naturaleza areniscosa y en los que se aprecian su contacto con las unidades margosas infrayacentes, dando lugar a una posible geometría deltaica. El lugar donde se puede apreciar y observar estas características es el conocido como finca El Sotillo, aguas abajo del cruce de la carretera de Fuendejalón y el Barranco de Rané. Es un punto de una importancia paleogeográfica y sedimentológica relevante.

- **PIG número 9.** Se trata de un punto de interés fundamentalmente geomorfológico, en el que se aprecia la disposición de los niveles y formaciones margo-yesíferas del borde meridional de la Cuenca del Ebro. Reúne unas condiciones de observación óptimas desde el vértice conocido como de Montolar. Desde este vértice se puede apreciar la disposición tabular de las diferentes formaciones terciarias, así como su morfología. El lugar exacto es amplio, no obstante su ubicación concreta puede situarse en el lugar conocido como Mesa de La Peña, en el ángulo NE de la hoja.
- **PIG número 10.** Al igual que el anterior, este responde a los escarpes que se producen en el margen derecha del río Jalón, entre las localidades de Rueda de Jalón y Urrea de Jalón. Tiene unas características estratigráficas y morfodinámicas de alto interés.

7. BIBLIOGRAFÍA

- ALBERTO, F.; GUTIÉRREZ, M.; IBÁÑEZ, M. J.; MACHÍN, J.; PEÑA, J. L.; POCOVÍ, A. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1984). *El Cuaternario de la Depresión del Ebro en la región aragonesa. Cartografía y síntesis de los conocimientos existentes*. Univ. de Zaragoza. Estación Experimental de Aula Dei. Zaragoza, 2 mapas, 217 pp.
- ALONSO, A. y MAS, R. (1990). El Jurásico superior en el Sector de Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 14, pp. 173-178.
- ALVARO, M.; CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1978).- Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta. Geol. Hisp., Libro. Hom. Prof. Solé Sabaris*, núm. 14, pp. 174-177.
- ARENAS, C.; SANCHO, C.; GUTIÉRREZ, F. y OSÁCAR, C. (1998). Lacustrine travertines of the central Ebro Depression (Northeastern Spain): A case of solution-induced subsidence. *Abstracts 15 International sedimentological Congress*, Alicante 1998, pp. 150-152.
- ARRIBAS, J. (1984a). Sedimentología del Buntsandstein y Muschelkalk de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Provincias de Soria y Zaragoza). *Tesis Doctoral*, 2 vols., Universidad Complutense de Madrid, 354 pp.
- ARRIBAS, J. y DE LA PEÑA BLASCO, J. (1984b). Sedimentología y diagénesis de la barra carbonatada inferior del Muschelkalk en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. *Libro Homenaje a L. Sánchez de la Torre. Publ. de Geología*, 20, pp. 131-139.
- ARRIBAS, J. (1985). Base litoestratigráfica de las facies Buntsandstein y Muschelkalk de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Zona Norte). *Estudios Geológicos*, vol. 41 (1-2), pp. 47-58.
- ARRIBAS, J. (1987).- Las facies superiores del Muschelkalk en el borde norte de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, vol. 11, pp. 557-574.
- AURELL, M. y NIEVA, S. (1988). Evolución sedimentaria de las unidades del Jurásico superior (Oxfordiense superior?-Thitónico) de Ricla (Cordillera Ibérica Septentrional, Zaragoza). *Ciencias de la Tierra*. Inst. de Estudios Riojanos, 11, pp. 283-298.

- AURELL, M.; MELÉNDEZ, A. y NIEVA, S. (1989). La secuencia deposicional Kimmeridgiense al Este del Moncayo (provincia de Zaragoza). *XII Congreso Español de Sedimentología*, Bilbao, pp. 137-140.
- AURELL, M. (1990). *El Jurásico superior de la Cordillera Ibérica Central (Provincias de Zaragoza y Teruel)*. Análisis de Cuenca. Tesis Doctoral. Dpto de Ciencias de La Tierra. Univ. de Zaragoza. Serv. Publ. Univ. de Zaragoza, 389 pp.
- AURELL, M.; MELÉNDEZ, A.; SAN ROMÁN, J.; GUIMERÁ, J.; ROCA, E.; SALAS, R.; ALONSO, A. y MAS, R. (1992). Tectónica sinsedimentaria distensiva en el límite Triásico Jurásico en la Cordillera Ibérica. *III Congreso de Geología de España*, Salamanca, pp. 50-54.
- AURELL, M. y SAN ROMÁN, J. (1993). The Triassic-Jurassic unconformity in the north Iberian Basin (Sierra del Moncayo, Spain). *In Arkell Int. Simp. on Jurassic Geology*, Londres, pp. 4-5 (abstract).
- AURELL, M.; FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. y MELÉNDEZ, G. (1994). The Middle-Upper Jurassic oolitic ironstone level in the Iberian Range (Spain): eustatic implications. *Geobios*, M. S. 17, pp. 547-561.
- BÁDENAS, B.; AURELL, M. y MELÉNDEZ, A. (1993). Características sedimentológicas, zonación y evolución de una rampa carbonatada dominada por tormentas (Kimmeridgiense, Cordillera Ibérica Septentrional). *Rev. Soc. Geol. España*, núm. 6 (3-4).
- BÁDENAS, B. (1997). *Caracterización sedimentológica y modelización por ordenador de la Rampa Carbonatada Kimmeridgiense en Ricla (Zaragoza): Implicaciones a escala de Cuenca*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza, 151 pp.
- BÁDENAS, B.; AURELL, M.; PÉREZ-URRESTI, I. y DELVENE, G. (1998). Estratigrafía y evolución del Oxfordiense superior-Titónico inferior en Ricla (Zaragoza). *Geogaceta*, 24, pp. 141-144.
- BARTSCH, G. (1966). *Geologische untersuchungen in den östlichen Iberischen Ketten zwischen río Jalón und der strasse Miedes-Codos-Cariñena (Spanien)*. Tesis Doctoral. Westfälische Landes Universität zu Munster, Westfalen.
- BASTIDA, J.; BESTEIRO, J.; REVENTOS, M. M.; LAGO, M. y POCOVÍ, A. (1992). Los basaltos alcalinos subvolcánicos espilitizados de Arándiga (Provincia de Zaragoza): Estudio mineralógico y geoquímico. *Acta Geológica Hispánica*, tomo 24, núm. 2, pp. 115-130.
- BAYO, A. (1991). Hidrogeología de cuencas sedimentarias: Hacia una concepción integral. En *Hidrogeología, Estado actual y Prospectiva*. Curso Internacional de Hidrología Subterránea, Barcelona, pp. 15-46.
- BULARD, P. F. (1972). *Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne)*. Thèse. Fac. Sciences, Univ. Nice, pp. 1-702.
- CAPOTE, R.; DÍAZ, M.; GABALDÓN, V.; GÓMEZ, J. J.; SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; ROSSEL, J.; SOPENA, A. y YÉBENES, A. (1982). Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el tercio

- Noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Temas Geológicos-Mineros*. IGME. Madrid, 290 pp.
- CAPOTE, R.; GUTIÉRREZ, M.; HERNÁNDEZ, A. y OLIVE, A. (1981). Movimientos recientes en la fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica). *V Reunión del GETC*, Sevilla, pp. 245-257.
- CARLS, P. (1988). The Devonian of Celtiberia (Spain) and Devonian paleogeography of SW Europe. En McMillan, N. J. Ebry, A. F. y Glass, D. J. (eds.): *Devonian of the World*, Canadá. Soc. Petrol. Geol. Memoir, 14(1), pp. 421-466.
- CLAVER, I.; AGUILÓ, M.; ARAMBURU, M. P.; AYUSO, E.; BLANCO, A.; CALATAYUD, T.; CEÑAL, K. A.; CIFUENTES, P.; ESCRIBANO, R.; FRANCÉS, E.; GLARIS, G.; GONZÁLEZ, S.; LACOMA, E.; MUÑOZ, C.; ORTEGA, C.; OTEROS, J.; RAMOS, A. y SAIZ DE OMEÑACA, M. G. (1984). *Guía para la elaboración de estudios del medio físico. Contenido y Metodología*. Manuales CEOTMA, núm. 3, MOPU, Madrid, 572 pp.
- COMPAÑÍA GENERAL DE SONDEOS (CGS) (1975). *Síntesis previa para la explotación de uranio en el Valle del Ebro*. Min. e Ind. de la J. E. N., 94 pp. (inédito).
- CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL EBRO (1990). *Estudios de los recursos hidráulicos subterráneos de los acuíferos relacionados con la Provincia de Zaragoza. Unidades Higrogeológicas número 36, Queiles-Jalón, y número 37, Jalón-Huerta*, 4 tomos (inédito).
- CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL EBRO (1991). *Estudio de viabilidad del embalse de Mularroya en el río Grío. TT.MM. de La Almunia de doña Godina* (inédito).
- DE LEIVA, A. y TRILLA, J. (1974). *Estudio hidrogeológico del Mesozoico de la identación ibérica en la Cuenca del Ebro*. 1.^a Conferencia de Hidrogeología General y Aplicada, SMAGUA, Zaragoza.
- DELVENE, G.; RAMAJO, J. y PÉREZ-URRESTI (1997). Primeros datos sobre la paleoecología y bioestratigrafía en la formación Sot de Chera, en Ricla, Zaragoza. *XIV Jornadas de Paleontología, Libro de Resúmenes y excursiones*, pp. 169-172.
- DIPUTACIÓN GENERAL DE ARAGÓN (1988). *Estudio del acuífero calizo-dolomítico de la comarca de Fuendejalón-Ricla (Zaragoza)*. Departamento de Agricultura, Ganadería y Montes. Dirección General de Ordenación Rural.
- ELIZAGA, E. (1988). *Georecursos culturales. E. Geología Ambiental*. ITGE, Madrid, pp. 85-100.
- ENADIMSA (1978). *Estudios para el emplazamiento de una central nuclear en el Bajo Cinca (Chalamera-Huesca). Estudio Geológico e Hidrogeológico*. ENADIMSA-ENHER, 3 tomos (inédito).
- ENRESA (1987). *Inventario nacional de formaciones geológicas favorables para el almacenamiento de residuos radiactivos de alta actividad (Fase 1.^a)*. ENRESA (inédito).

- FACI GONZÁLEZ, J. M. y MARTÍNEZ COB, A. (1991). *Cálculo de la evapotranspiración de referencia en Aragón*. Serie Estudios Agrarios. Diputación General de Aragón, 115 pp.
- FERNÁNDEZ LÓPEZ, S. (1985). *El Bajociense en la Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad de Madrid, 850 pp.
- FERNÁNDEZ LÓPEZ, S. y AURELL, M. (1988). El Bajociense y Bathoniense de Ricla (Zaragoza). Características bioestratigráficas y sedimentológicas. *Ciencias de La Tierra. Inst. Est. Riojanos*, 11, pp. 251-264.
- FERNÁNDEZ, M. y BANDA, E. (1989). An approach to the thermal field in northeastern Spain. *Tectonophysics*, 164, pp. 259-266.
- FERRANDO, P. (1925a). El Pleistoceno en los alrededores de Zaragoza. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, Madrid, pp. 437-440.
- FERRANDO, P. (1925b). Tectónica del Valle del Ebro. *Bol. Soc. Ib. de Ciencias Naturales*, 5 pp.
- FONTANA, B. (1990). *El Oxfordiense medio, Biozona Transversariuni (Jurásico superior) en el borde sur de la Cuenca del Ebro (Cordillera Ibérica)*. Estudio paleontológico del género *Larcheria (Perisphinctidae)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 123 pp.
- FRUTOS, L. M. (1968a). Consideraciones sobre la geomorfología de los yesos en el Valle del Ebro. *Miscelánea al Dr. J. M. Lacarro, Estudios Geográficos*. Universidad de Zaragoza, pp. 59-65.
- FRUTOS, L. M. (1968b). Los glaciares del campo de Zaragoza. *XXI Congr. Int. Geog. India*. Aportación española. Patronato Alonso Herrera, pp. 423-429.
- GARCÍA GIL, S. (1990). *Estudio sedimentológico y paleogeográfico del Triásico en el tercio Noroccidental de la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Soria)*. Tesis Doctoral. Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, núm. 176/90, 524 pp.
- GARCÍA GIL, S. (1991). Las unidades litoestratigráficas del Muschelkalk en el NO de la Cordillera Ibérica (España). *Bol. R. Soc. Hist. Nat.*, núm. 86 (1-4), pp. 21-51.
- GARCÍA ROYO, J. y ARCHE, A. (1987). El Triásico de la región de Nuevalos-Cubel (Zaragoza). Sedimentación en un sector de borde de cuenca del surco Molina-Valencia. *Cuadernos de Geología Ibérica*, núm. 11, pp. 575-605.
- GARRIDO, A. y VILLENA, J. (1977). El Triás Germánico en España: Paleogeografía y Estudio secuencial. *Cuadernos de Geología Ibérica*, núm. 4, pp. 37-56.
- GÓMEZ, J. J. y GOY, A. (1979). Las Unidades Litoestratigráficas del Jurásico medio y superior, en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos*, 35, pp. 596-598.
- GONZÁLEZ, A.; PARDO, G. y VILLENA, J. (1988). El análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas. *II Congreso Geológico de España, Simposios*. Granada, pp. 175-184.

- GOY, A.; GÓMEZ, J. J. y YÉBENES, A. (1976). El Jurásico de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte): I Unidades Litoestratigráficas. *Estudios Geológicos*, 32, pp. 391-423.
- GOY, A. y YÉBENES, A. (1977). Características, Extensión y Edad de la Formación Dolomías Tableadas de Imón. *Cuadernos de Geología Ibérica*, vol. 4, pp. 375-384.
- GOY, A.; MARTÍNEZ, G. y URETA, M. S. (1988). Bioestratigrafía del Toarciense y Aalenense en el sector comprendido entre La Almunia de doña Godina y Ricla (Provincia de Zaragoza). *Ciencias de La Tierra. Inst. Est. Riojanos*, 11, pp. 237-250.
- GOY, J. L. (1980). *Aportaciones para un modelo de mapa de Formaciones Superficiales*. 1.^a Reunión. G. A. y O.T. Santander.
- GOZALO GUTIÉRREZ, R. (1990). *Geología y Paleontología (ostrácodos) del Devónico superior de Tabuena (NE. de la Cadena Ibérica Oriental)*. Tesis Doctoral, Dpto. de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza, 297 pp., 36 láminas (inédito).
- GOZALO GUTIÉRREZ, R. (1994). *Geología y Paleontología (ostrácodos) del Devónico superior de Tabuena (NE de la Cadena Ibérica Oriental)*. Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza, núm. 6, Departamento de Educación y Cultura, Diputación General de Aragón.
- GRAVEN, G. y FREEZE, R. A. (1984). Theoretical analysis of the role of groundwater flow in the genesis of stratabound ore deposits. 2: quantitative results. *Am. Jour. of Science*, vol. 284, pp. 1.125-1.174.
- GUTIÉRREZ, M.; MELÉNDEZ, A. y SORIANO, A. (1982). Las series terminales neógenas del sector centro-meridional de la Depresión del Ebro y su relación con la morfogénesis. *Bol. Geol. y Min.*, tomo XCIII, Madrid, pp. 465-469.
- GUTIÉRREZ, M.; SIMÓN, J. L. y SORIANO, M. A. (1986). Algunos aspectos de la tectónica neógena y cuaternaria en el sector central de la Depresión del Ebro, *Bol. Geol. y Minero*, tomo XCVII-I, pp. 9-11.
- GUTIÉRREZ, F. y SANCHO, C. (1997). Los Travertinos lacustres de Urrea De Jalón (Depresión del Ebro). *Étude de Géographie Physique*, XXVI, pp. 75-77.
- HINKELBEIN, K. (1965). Der Muschelkalk der zentralen Hesperischen Ketten (Provinz. Teruel, Spanien). *Ober. Geol. Abh.*, núm. 14, pp. 55-95.
- IBÁÑEZ, M. J. (1976). *El piedemonte ibérico bajo-aragonés*. Estudio geomorfológico. CSIC, Madrid, 523 pp.
- IBÁÑEZ, M. J. y MENSUA, S. (1975a). «Los valles asimétricos de la orilla derecha del Ebro». *Actas II Reunión. Nac. GTC*, Jaca, pp. 113-122.
- IBÁÑEZ, M. J. y MENSUA, S. (1975b). Contribución al estudio de vertientes en condiciones semiáridas. Tipos de vertientes sobre yesos en el Valle del Ebro. *Bol. R. Soc. Geográfica*, tomo CXII, pp. 331-394.

- IGME (1980). *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Serie MAGNA. Hoja número 352, Tabuenca*. IGME, Madrid.
- IGME (1980). *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Serie MAGNA. Hoja número 410, La Almunia de doña Godina*. IGME, Madrid.
- IGME (1981). *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Serie MAGNA. Hoja número 437, Ateca*. IGME, Madrid.
- IGME (1981). *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Serie MAGNA. Hoja número 381, Illueca*. IGME, Madrid.
- IGME (1981). *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Serie MAGNA. Hoja número 409, Calatayud*. IGME, Madrid.
- IGME (1987). *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid.
- IGME (1987). *Estudio Hidrogeológico de las Terrazas del Bajo Jalón (Zaragoza)* (inédito).
- ITGE (1991). *Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Serie MAGNA. Hoja número 380. Borobia*. ITGE, Madrid.
- ITGE (1995). *Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Serie MAGNA. Hoja número 353. Pedrola*. ITGE, Madrid.
- ITGE (1998). *Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Serie MAGNA. Hoja número 383. Zaragoza*. ITGE, Madrid.
- JURADO RODRÍGUEZ, M. J. (1989). *El Triásico del subsuelo de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona, 259 pp.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974). *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E: 1:1.000.000. Contribución al Mapa Tectónico de Europa*. IGME, Madrid, 113 pp.
- LAGO SAN JOSÉ, M. y POCOVÍ JUAN, A (1984). Las espilitas del área del Moncayo Zaragoza-Soria: Caracteres geológicos y petrológicos. *I Congreso Español de Geología*, tomo II, pp. 161-176.
- LAGO, M.; POCOVÍ, A.; BASTIDA, J. y BESTEIRO, J. (1989). El magmatismo alcalino, del tránsito Triásico inferior, con el área del Moncayo: aspectos geológicos, petrológicos y geoquímicos. *Turiaso*, IX, pp. 91-107.
- LARDIES, M.; NIEVA, S.; TOVAR, A. R.; MELÉNDEZ, A. y MELÉNDEZ, G. (1987). *Estudio geológico del Jurásico en el sector de Ricla-Tarazona*. Serv. Geol. de la Diputación de Zaragoza, 104 pp.

- LÓPEZ GÓMEZ, J. y ARCHE, A. (1992). Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico inferior y medio en el sector SE de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos*, núm. 48, pp. 123-143.
- LOTZE, F. (1929). Stratigraphie und tektonik des Keltiberischen grundgebirges (Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Gött. Math. Phys. Kluf.*, 14, vol. 14, núm. 2, Berlín, pp. 1-320.
- LLAMAS, M. R. (1962). Estudio geológico técnicos de los terrenos yésiferos de la Cuenca del Ebro y de los problemas que plantea en los canales. *Serv. Geol. Min. Obras pública Bol.*, núm. 12, Madrid, 192 pp.
- MANDADO, J. (1987). *Litofacies Yesíferas del sector Aragones de la Cuenca Terciaria del Ebro Petrografía y Geoquímica*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 443 pp. (inédita).
- MARÍN, P. (1974). *Stratigraphie et evolution paleogeographique post-hercinienne de la Chaîne Celtiberique orientale aux confins de l'Aragón et du Haut-Maestrazgo (Prov. de Teruel y Castellón de La Plana, Espagne)*. Tesis Doctoral, Université Claude Bernard-Lyon, 1, 231 pp.
- MARTÍNEZ GIL, F. J.; SÁNCHEZ NAVARRO, J. A.; DE MIGUEL, J. L. y SAN ROMÁN, J. (1988). El drenaje subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Cuenca del Ebro como proceso de movilización y transporte de sustancias en disolución: sus implicaciones en el aporte de sulfatos. En *Sistemas Lacustres Neógenos del margen ibérico de la Cuenca del Ebro*. Guía de Campo de la III Reunión del Grupo Español de Trabajo. IGCP 219. Comparative lacustrine Sedimentology in Space and Time. Secretaría de Publicaciones. Universidad de Zaragoza, 285 pp. (inédito).
- MELÉNDEZ, G. y LARDIES, M.^a D. (1988). El Calloviense y Oxfordiense de Ricla (provincia de Zaragoza). *Ciencias de La Tierra. Inst. Est. Riojanos*, 11, pp. 265-282.
- MELÉNDEZ, G. (1989). *El Oxfordiense en el Sector Central de la Cordillera Ibérica (provincias de Zaragoza y Teruel)*. Instituto de Estudios Turolenses, Zaragoza-Teruel, 418 pp.
- MELÉNDEZ, G.; AURELL, M.; FONTANA, B. y LARDIES, D. (1990). El tránsito Dogger-Malm en el Sector Nororiental de la Cordillera Ibérica: análisis tafonómico y reconstrucción paleogeográfica. *Com. Reun. de Tafonomía y Fosilización*, pp. 221-229.
- MELÉNDEZ, G. y BROCHWICZ-LEWINSKI, W. (1993). El Oxfordiense inferior en el Sector Central de la Cordillera Ibérica (S. Zaragoza-N. Teruel). *Teruel*, 69, pp. 211-226.
- MELÉNDEZ, A.; AURELL, M.; BÁDENAS, B. y SORIA, A. R. (1995). Las rampas carbonatadas del Triásico medio en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, núm. 19 (en prensa).
- MENSUA, S. (1964). Sobre la génesis de los glaciares del Valle del Ebro y su posterior evolución morfológica. *Apotación española al XX Cong. Int. Geográfico.*, Reino Unido, pp. 191-195.
- MENSUA, S. y IBÁÑEZ, M. J. (1977). Terrazas y glaciares de la Depresión del Ebro. *III Reunión Nac. G. T. C.*, Zaragoza, pp. 1-18.

- MENSUA, S.; ALBERTO, F.; IBÁÑEZ, M. J., y YETANO, M. (1977). Piedemonte ibérico en las comarcas de la Almunia y Cariñena y corte de la Depresión del Ebro en su sector meridional. *III Reu. Nac. G. T. C., 1.ª Excursión, Zaragoza*, pp. 1-7.
- MENSUA, S. y PELLICER, M. (1980). El piedemonte del Moncayo. Contribución al estudio de los contactos entre la Cordillera Ibérica y la depresión del Ebro. *Cuaderno de Estudios Borjanos VI*, pp. 193-133.
- MONTESINOS, J. R. y GOZALO, R. (1987). *Schindewolfoceras* y otras formas de Ammonoideos en el Devónico superior de la Cordillera Ibérica». *Revista Española de Paleontología*, 2, pp. 27-32.
- MONTESINOS, J. R. (1988). *Aulaternoceras (Truyolsoceras) n. subgén* (Ammonoidea, Tornoceratina) del Devónico de las cordilleras Cantábrica e Ibérica (NO y NE de España). *Cuaderno Laboratorio Xeológico de Laxe*, 1987, 12, pp. 119-126.
- MONTESINOS, J. R.; TRUYOLS-MASSONI, M. y GOZALO, R. (1991). Una aproximación al límite Frasnense-Fameniense en la Sierra de Tabuenca (NE de España). *Revista Española de Paleontología*, 5, pp. 35-39.
- PANZER, W. (1926). Talentwicklung und Elszaitklime in nordoslichen Spanien. *Abh. Der. Sencen. Natur. Geseelschast*, t 39, fas. 3, Frankfurt.
- PARDO, G.; VILLENA, J. y GONZÁLEZ, A., (1989). Contribución a los conceptos y aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 2 (3-4), pp. 199-219.
- PÉREZ, A. y MUÑOZ, A. (1983). Los abanicos aluviales de Mioceno de la Comarca de Tarazona. *Turiaso*, VII, pp. 373-384.
- PÉREZ, A. y MUÑOZ, A. (1986). Depósitos Palustres y Aluviales en el Terciario de la Muela de Borja (Prov. de Zaragoza). *Revista del Centro de Estudios Borjanos*, XVII-XVIII, pp. 129-138.
- PÉREZ, A.; MUÑOZ, A.; PARDO, G.; ARENAS, C. y VILLENA, J. (1988a). Características de los sistemas lacustres en la transversal Tarazona-Tudela (sector Navarro-Aragonés de la Cuenca Terciaria del Ebro). *II Congreso Geológico de España*, Granada, pp. 519-527.
- PÉREZ, A.; MUÑOZ, A.; PARDO, G.; VILLENA, J. y ARENAS, C. (1988b). Las Unidades Tectosedimentarias de Neógeno del Borde Ibérico de la Depresión del Ebro (Sector Central). En *Sistemas lacustres neogenos del margen Ibérico de la Cuenca del Ebro*. Guía de Campo de la III Reunión del Grupo Español de Trabajo. IGCP 21, Comparative lacustrine Sedimentology in Space and Time. Secretaría de Publicaciones, Universidad de Zaragoza, pp. 7-20.
- PÉREZ, A.; MUÑOZ, A.; PARDO, G. y ARENAS, C. (1989). Estratigrafía y Sedimentología del Terciario en la Región Tarazona-Tudela (Sector Navarro-Aragonés de la Depresión del Ebro). *Turiaso IX*, pp. 109-119.

- PÉREZ, A. (1989). *Estratigrafía y Sedimentología del Terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (Sector Riojano-Aragonés) y Cuetas de Muniesa y Montalbán*. Tesis Doctoral. Dpto. de Ciencias de La Tierra, Universidad de Zaragoza, 525 pp.
- PUIGDEFÁBREGAS, C.; MUÑOZ, J. A. y MARZO, M. (1986). Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequence in the southern foreland basins. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, núm. 8, pp. 319-336.
- QUIRANTES, J. (1969). *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. Instituto Fernando El Católico. CSIC, Zaragoza 1978, 200 pp.
- RAMAJO, J. y AURELL, M. (1997). Análisis de las superficies de discontinuidad y depósitos asociados del límite Calloviense superior-Oxfordiense medio en la Cordillera Ibérica Noorricinal *Cuadernos de Geología Ibérica*, vol. 22, pp. 213-326.
- RIBA, O.; REGUANT, S. y VILLENA, J. (1983). Ensayo estratigráfico y evolutivo de la Cuenca terciaria del Ebro. Libro Jubilar de J. M. Ríos, *Geología de España*, tomo II, pp. 131-159.
- RICHTER, G. (1930). Die Iberischen Ketten zwischen Jalón und Demanda. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen Math-Phys. Kl. N. F.*, vol. 16, núm. 3, Göttingen, pp. 47-118.
- ROC y PÉREZ. (1998). El origen de las calizas laminadas de los depósitos lacustres someros del sector de la Muela de Zaragoza. Mioceno de la Cuenca del Ebro. *Geogaceta*, vol. 24, *in litt*.
- SAN ROMÁN, J.; SÁNCHEZ NAVARRO, J. A. y MARTÍNEZ GIL, F. J. (1989). El drenaje subterráneo del Macizo del Moncayo: aspectos hidrogeológicos y geoquímicos. *Turiaso IX*, pp. 203-224.
- SAN ROMÁN, J. y AURELL, M. (1992). Palaeogeographical significance of the Triassic-Jurassic unconformity in the north Iberian basin (Sierra del Moncayo, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99. Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam, pp. 101-117.
- SAN ROMÁN, J. (1994). *Estudio hidrogeológico del interfluvio Queiles-Jalón (Zaragoza)*. Tesis Doctoral (inédita).
- SÁNCHEZ NAVARRO, J. A.; SAN ROMÁN, J.; DE MIGUEL, J. L. y MARTÍNEZ GIL, F. J. (1990). El drenaje subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Depresión del Ebro: Aspectos geológicos. *Geogaceta*, 8, pp. 115-118.
- SÁNCHEZ NAVARRO, J. A.; PÉREZ GARCÍA, A. y SAN ROMÁN, J. (1997). El drenaje subterráneo de la cordillera Ibérica en la depresión terciaria del Ebro: aplicación a los depósitos lacustres marginales del Mioceno Superior. *Boletín de Comunicaciones II Congreso del GET*, simposio (IGCP núm. 324), pp. 279-282.
- SGOP (1989). *Nivelación de 43 pozos en la Cuenca Hidrográfica del río Jalón. Términos municipales de Calatorao, Riela, Epila, Fuendejalón, Urrea de Jalón y Lumpiaque (Zaragoza)* (inédito).

- SIMÓN, J. L. (1984). *Compresión y distensión alpinas en la cuenca Ibérica Oriental*. Tesis Doctoral. Instituto de Estudios Turolenses, 269 pp.
- SMITH, L. y CHAPMAN, D. (1983). On the thermal effects of groundwater flow. 1. Regional Scale Systems. *Jour. of Geo-Phys. Research*, vol. 88, pp. 593-608.
- SOLÉ SABARIS, L. (1964). Las rampas o glaciares de erosión de la Península Ibérica. *Apot. Esp. al XX Congr. Geogr. Int. CSIC Inst Elcano*, Madrid-Zaragoza-Barcelona, pp. 13-18.
- SORIANO, M. A. (1982). *Investigaciones geomorfológicas en la región de Muel-Fuentetodos (Provincia de Zaragoza)*. Tesis de Licenciatura, Fac. Cienc. Zaragoza, 123 pp.
- TORRAS, A. y RIBA, O. (1968). Contribución al estudio de los limos yesíferos del centro de la Depresión. *Brev. Geol. Asturica*, vol. 11, núms. 1-4, Oviedo, pp. 125-137.
- TORRESCUSA, S. y KLIMOWITZ, J. (1990). Contribución al conocimiento de las evaporitas miocénicas (Fm. Zaragoza) de la Cuenca del Ebro. En ORTI, F. y SALVANY, J. M. (eds.): *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas y de la zona de Levante*, pp. 120-122.
- VALENZUELA RÍOS, J. L. (1989). El Paleozoico de Nigüella (nota preliminar). *Azara*, núm. 1, pp. 35-43.
- VAN ZUIDAM, R. A. (1976a). Geomorphology and Archaeology Evidences of interrelation at historical sites in the Zaragoza region, Spain. *Z fur Geomorphol.*, 19, Berlin-Stuttgart, pp. 319-328.
- VAN ZUIDAM, R. A. (1976b). Geomorphology development of the Zaragoza region, Spain. *Int. Inst. of Aerial Survey and Earth Sc. (I.I.C.)*, Enschede, 211 pp.
- VÍLCHEZ, J. F. (1986). *Rasgos geológicos y estructurales de la Unidad de Herrera (Cadena Ibérica)*. Resúmenes de Tesinas. Universidad de Zaragoza. Curso 83-84, pp. 195-205.
- VILLENA, J. (1971). *Estudio Geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal del Campo*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 290 pp.
- VILLENA, J.; RIBA, O. y VALLS, J. (1972). Brechas y conglomerados de la base del Lías en la Ibérica. *IV Reunión del Grupo Español de Sedimentología*.
- VILLENA, J.; PARDO, G., PÉREZ, A., MUÑOZ, A. y GONZÁLEZ, A. (1997a). The Tertiary of the Iberian Margin of the Ebro basin: sequence stratigraphy. En FRIEND, P. F. y DABRIO, C. J. (eds.): *Tertiary basins of Spain from the Cretaceous of North America*, pp. 77-82.
- VILLENA, J.; PARDO, G.; PÉREZ, A.; MUÑOZ, A. y GONZÁLEZ, A. (1997b). The Tertiary of the Iberian Margin of the Ebro basin: paleogeography and tectonic control. En FRIEND, P. F. y DABRIO, C. J. (eds.): *Tertiary basins of Spain from the Cretaceous of North America*, pp. 83-88.

VIRGILI, C. (1955). Algunas consideraciones sobre el trazado de las costas españolas durante el Triásico. *Inst. Geol. Univ. Barcelona*, 206, Barcelona, pp. 697-716.

YÉBENES, A.; COMAS-RENGIFO, M. J.; GÓMEZ, J. J. y GOY, A. (1988). Unidades tectosedimentarias del Lías de la Cordillera Ibérica. *Resúmenes III Coloquio. Estra. y Paleog. del Jurásico en España*. Logroño, pp. 108-109.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN Y CIENCIA

ISBN 84-7840-649-2



9 788478 406494