



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



BERLANGA DE DUERO

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

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

**BERLANGA
DE DUERO**

Primera edición

MADRID, 1991

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S.A.

Depósito Legal: M-38022-1991

NIPO: 232-91-001-4

La presente Hoja Geológica y Memoria ha sido realizada por ENADIMSA, como parte de la Unión Temporal de Empresas INTECSA-ENADIMSA, dentro del Proyecto MAGNA durante el año 1989, y con normas, dirección y supervisión del Instituto Tecnológico GeoMinero de España (ITGE).

Han intervenido los siguientes técnicos superiores:

Dirección y supervisión

Gabaldón López, V. (ITGE).

Martín Serrano, A. (ITGE).

Autores

Lendínez González (ENADIMSA). Cartografía geológica, Memoria y Sedimentología del Neógeno.

Muñoz del Real, J. L. (ENADIMSA). Cartografía geológica.

Colaboradores

Rosell Sanuy, J.; Costa Mercadal, J. M.; Gómez Gras, D. y Maestro Maideu, E. (Universidad Autónoma de Bellaterra). Sedimentología de las Facies Buntsandstein y Formación «Arenas de Utrillas».

Ferreiro Padín, E. (INTECSA). Sedimentología de las Facies Keuper.

Valladares González, I. (Universidad de Salamanca). Sedimentología de carbonatos del Jurásico y Cretácico.

Armenteros Armenteros, I. (Universidad de Salamanca). Sedimentología del Terciario y Geomorfología.

Molina Sánchez, E. (Universidad de Salamanca). Geomorfología.

Simón Gómez, J. L. (Universidad de Zaragoza). Tectónica del Ciclo Alpino.

Del Pozo Muñoz, J. (INTECSA). Hidrogeología.

Estudios de laboratorio

Valladares González, I. (Universidad de Salamanca). Petrografía de carbonatos del Cretácico y Jurásico.

Granados Granados, L. (ENADIMSA). Micropaleontología en lámina delgada y levigados.

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

- Mapa geomorfológico E = 1:50.000.
- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes sedimentológicos y micropaleontológicos de dichas muestras.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información.

ÍNDICE

| | |
|---|----|
| INTRODUCCIÓN | 9 |
| 1. ESTRATIGRAFÍA | 10 |
| 1.1. Triásico | 10 |
| 1.1.1. Areniscas, conglomerados y arcillas (1). Facies Buntsandstein | 12 |
| 1.1.2. Arcillas grises y verdes, areniscas y calizas (2). Facies Muschelkalk | 14 |
| 1.1.3. Arcillas rojas, yesos y areniscas (3). Facies Keuper | 14 |
| 1.1.4. Dolomías cristalinas (tramo de transición) y Formación Dolomías tableadas de Imón (4). Triásico superior (Rethiense) | 15 |
| 1.2. Jurásico | 16 |
| 1.2.1. Formación Carniolas de Cortes de Tajuña (5). Hettangiense | 16 |
| 1.2.2. Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (6). Sinemuriense-Carixiense | 17 |

| | | |
|------------|--|----|
| 1.2.3. | Formación Margas grises del Cerro del Pez y Formación Calizas bioclásticas de Barahona (7). Domeriense | 21 |
| 1.2.3.1. | Formación Margas grises del Cerro del Pez | 21 |
| 1.2.3.2. | Formación Calizas bioclásticas de Barahona | 21 |
| 1.2.4. | Formación «Alternancia de margas y calizas de Turmiel» (8). Toarciense | 22 |
| 1.2.5. | Formación Carbonatada de Chelva. Calizas nodulosas y oncolíticas a techo (9). Aaleniense-Bajociense | 23 |
| 1.3. | Cretácico | 24 |
| 1.3.1. | Cretácico superior detrítico | 24 |
| 1.3.1.1. | Formación Arenas de Utrillas (10). Cenomaniense | 24 |
| 1.3.2. | Cretácico superior carbonatado | 25 |
| 1.3.2.1. | Formación calizas, margas y arenas de Moral de Hornuez | 26 |
| 1.3.2.1.1. | Calizas nodulosas, areniscas y margas (11). Turoniense | 26 |
| 1.3.2.1.2. | Margas, calizas nodulosas y calizas arenosas (12). Turoniense | 26 |
| 1.3.2.2. | Formación Calizas nodulares de Hortezuolos (13). Coniacense | 28 |
| 1.3.2.3. | «Complejo carbonatado superior». Coniacense-Santoniense | 30 |
| 1.3.2.3.1. | Formación Dolomías tableadas de Caballar (14). Coniacense | 30 |
| 1.3.2.3.2. | Formación Calizas y dolomías de Castrojimeno (15). Coniacense-Santoniense | 31 |
| 1.4. | Terciario | 31 |
| 1.4.1. | Paleógeno | 32 |
| 1.4.1.1. | Conglomerados, calizas oncolíticas y brechas calizas (16). Paleógeno | 32 |
| 1.4.2. | Neógeno | 32 |
| 1.4.2.1. | Conglomerados, lutitas y areniscas subordinadas (17). Mioceno | 33 |
| 1.4.2.2. | Arenas, arenas conglomeráticas y lutitas arenosas (18). Mioceno medio-superior | 34 |
| 1.4.2.3. | Margo-calizas, arcillas calcáreas y calizas (19). Mioceno medio-superior | 34 |
| 1.4.2.4. | Lutitas calcáreas, arenas y areniscas (20). Mioceno superior | 35 |
| 1.4.2.5. | Calizas y margo-calizas blancas (21). Mioceno superior-Plioceno | 35 |
| 1.5. | Cuaternario | 36 |
| 1.5.1. | Gravas y arenas (22). Terrazas. Pleistoceno-Holoceno | 36 |
| 1.5.2. | Depósitos aluviales, gravas, arenas y arcillas (23). Holoceno | 37 |
| 1.5.3. | Derrubios de ladera, gravas y arcillas (24). Holoceno | 37 |

| | | |
|--------|---|----|
| 2. | TECTÓNICA | 37 |
| 2.1. | Descripción macroestructural | 37 |
| 2.2. | Análisis microestructural | 39 |
| 2.3. | Interpretación tectónica | 39 |
| 3. | GEOMORFOLOGÍA Y NEOTECTÓNICA | 41 |
| 3.1. | Relieves residuales sobre el sustrato mesozoico | 42 |
| 3.2. | La superficie finineógena | 43 |
| 3.3. | Aplanamientos más recientes | 43 |
| 3.4. | Morfología fluvial | 44 |
| 3.4.1. | Río Duero | 44 |
| 3.4.2. | La red secundaria | 45 |
| 3.5. | Otras formas de relieve | 45 |
| 3.5.1. | Formas de erosión | 45 |
| 3.5.2. | Formas de acumulación | 46 |
| 3.6. | Neotectónica | 46 |
| 4. | HISTORIA GEOLÓGICA | 47 |
| 5. | GEOLOGÍA ECONÓMICA | 50 |
| 5.1. | Minería y canteras | 50 |
| 5.2. | Hidrogeología | 51 |
| 6. | BIBLIOGRAFÍA | 55 |

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Berlanga de Duero (405), se encuentra situada en el extremo occidental de la Cordillera Ibérica, (Rama Castellana), en las proximidades del entronque con el extremo oriental de la Cordillera Central. A su vez es parte del borde meridional de la Cuenca de Almazán.

En el aspecto administrativo pertenece en su totalidad a la provincia de Soria. Su demografía es baja, con numerosos núcleos urbanos de poca importancia. Tan sólo cabría destacar los de Berlanga de Duero y Recuerda, entre otros.

La geografía de la Hoja se resume en dos aspectos, claramente diferenciados. De una parte, un relieve más o menos evolucionado, con alturas comprendidas entre los 900 m en la zona septentrional y los 1.366 m en la zona centro meridional. Éste se dispone en su mitad meridional en escarpes estructurales alineados según la directriz ibérica y a su vez disectados de Sur a Norte por numerosos barrancos, que originan a su paso fuertes escarpes y farallones subverticales. Tales son los casos del arroyo de la Fuente Arenacea, aguas abajo de Mosarejos y del río Caracena, entre Tarancueña y Carrascosa de Abajo. De otra parte, su red hidrográfica es regida por el cauce del río Duero, que atraviesa la Hoja por su zona septentrional, desarrollando un amplio valle aterrazado, al cual van a confluir numerosos ríos y arroyos de corta longitud y de dirección Sur-Norte.

Geológicamente, en la Hoja aparecen por un lado, materiales del Mesozoico afectados por los movimientos producidos durante la Orogenia Alpina, según dirección general NO-SE (directriz ibérica), con vergencias hacia el SO. De orden menor son las estructuras de dirección NE-SO y NNE-SO. De otra parte, materiales clásticos del Terciario, algo o poco deformados, en su mayoría pertenecientes al desmantelamiento de los relieves mesozoicos, y sedimentados como abanicos aluviales en coalescencia. Por último, un conjunto de materiales fluviales pertenecientes al Cuaternario que se circunscriben en su práctica totalidad a las proximidades del río Duero.

Un aspecto importante a destacar, desde el punto de vista estructural, es que la Hoja se encuentra a caballo entre la Cordillera Ibérica (Rama Castellana) y la Cubeta terciaria de Almazán. Esta particularidad viene reflejada por la existencia de un fuerte escalón, generado por una serie de fallas normales y en dirección que individualizan ambas unidades estructurales. Este proceso que se manifiesta en esta parte de la Cordillera Ibérica se puede decir que se ajusta a las etapas finales del modelo tectónico propuesto por ALVARO, M., *et al.* (1.978) para el conjunto de la misma. Según este autor, corresponderían a las deformaciones finales de la Orogenia Alpina que se reflejan claramente en este sector.

Para la realización de la cartografía geológica y de la Memoria se han tenido en cuenta numerosas cartografías, de las que caben destacar los Mapas Geológicos a escala 1:200.000 de Soria y Sigüenza, así como las cartografías geológicas colindantes ya publicadas, Hojas Geológicas a escala 1:50.000 de Atienza y Barahona (IGME, 1.982).

Como documentación complementaria, se ha realizado un informe geológico sobre toda la cuenca de Almazán, en el que se sintetiza la información existente y se complementa con la toma de nuevos datos. En la figura 1 se indica la situación de los sondeos eléctricos verticales (sev) y perfiles eléctrico realizados.

1. ESTRATIGRAFÍA

En este capítulo se describen, desde el aspecto lito y bioestratigráfico, las distintas unidades, formaciones y tramos cartográficos que aparecen en la Hoja y pertenecientes a los sistemas Triásico, Jurásico, Cretácico, Terciario y Cuaternario.

1.1. TRIÁSICO

Los materiales más antiguos que afloran en la Hoja de Berlanga de Duero pertenecen al Triásico. Este sistema se encuentra representado por tres tramos o facies más o menos desarrolladas que genéricamente se han denominado, de más antiguas a más modernas, Facies Buntsandstein, Facies Muschelkalk y Facies Keuper, estas últimas con un tramo carbonatado a techo, característico, con rango de formación denominado Formación Dolomías tableadas de Imón (GOY, GÓMEZ y YÉBENES, 1.976).

En la Hoja los afloramientos triásicos se circunscriben en su práctica totalidad al ángulo Suroccidental y borde meridional, con un pequeño afloramiento en la zona centro-meridional, dos kilómetros al Sur de la localidad de La Pereda.

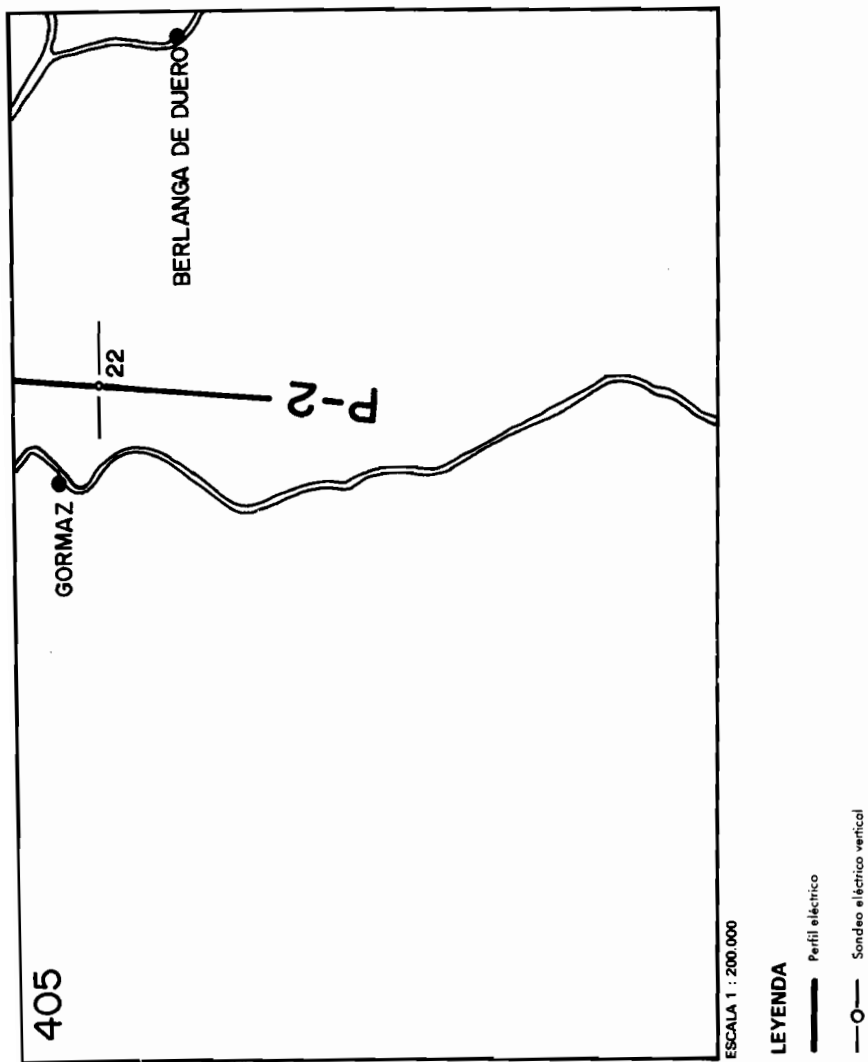


Fig. - 1 Esquema de situación de los sondeos eléctricos verticales (sev) y perfiles eléctricos realizados.

1.1.1. Areniscas, conglomerados y arcillas (1). Facies Buntsandstein

El desarrollo de las Facies Buntsandstein en la Hoja de Berlanga de Duero se circunscribe al ángulo Suroccidental, ocupando una extensión de afloramiento de unos 8 a 9 km entre las ruinas de Tiermes y la aldea de Torresuso al Sur de la carretera que une Retortillo de Soria con esta última localidad.

Los antecedentes que existen sobre estas facies son numerosos, HERNANDO, S. (1.977 y 1.980), hace un estudio litoestratigráfico y bioestratigráfico del Triásico entre Ayllón y Atienza. CAPOTE *et al.* (1.982) estudian la evolución sedimentológica del ciclo alpino de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (sector Atienza-Checa). Recientemente MATESANZ, J. (1.987), hace un análisis sedimentológico de las Facies Buntsandstein en este sector.

Del conjunto de las Facies Buntsandstein que afloran en la región, el tramo estudiado dentro de la Hoja ha sido el correspondiente al superior. La inferior corresponde a un nivel de erosión situado por debajo del escarpe de la colina de las ruinas de Tiermes (Hoja de Atienza), que lo separa de un nivel inferior rojo terrígeno, arenoso y limolítico, atribuido al Pérmico en Facies Saxonienses. La superior corresponde a una superficie de «*on lap*» de las pelitas margogrisáceas (equivalentes laterales de las Facies Muschelkalk), sobre la serie del Buntsandstein.

Se han medido dos series estratigráficas, una en el cerro de las ruinas de Tiermes y otra al S de la aldea de Torresuso, de 135 y 115 m de espesor respectivamente (Fig. núm. 2) y en las que se han diferenciado los siguientes tramos litológicos:

- a) Un tramo basal constituido por areniscas muy groseras con alineaciones de cantos de cuarzo. Están organizadas en barras con estratificación cruzada planar (N40 y N340) que en su base presentan cantos blandos. Su espesor oscila entre 45 a 60 m.
- b) Un segundo tramo iniciado por una fuerte incisión erosiva y un marcado cambio litológico, constituido por unos 8 a 14 m de conglomerados con intercalaciones de areniscas que forman pequeños ciclos organizados por: un *lag* conglomerático con cierta imbricación y centil de hasta 25 cm y una superficie arenosa de menor desarrollo y formando una pequeña barra.
- c) Un tercer tramo constituido por grandes lentejones de areniscas limitadas por pequeños espesores de pelitas. Las areniscas son de granulometría gruesa a media, canalizadas en la base y fosilizadas por barras con laminaciones planares predominantemente inclinadas hacia N100. El espesor de este tramo varía de un lugar a otro entre los 15 cm de Tiermes y los 65 cm de Torresuso.
- d) Un último tramo visible entre las ruinas de Tiermes y la carretera de Retortillo de Soria, constituido por unos 43 m de pelitas y areniscas alternantes. Las areniscas son de dos tipos: de grano muy grueso a veces, con estratificación cruzada preservada con láminas planares y esporádicamente con trenes de sigmoides, o bien de grano muy fino con espesores muy pequeños soportando trenes de *ripples* de cresta recta. Los techos de las areniscas groseras aparecen fuertemente bioturbados con procesos de pedogenización y con un consiguiente paro sedimentario. Los cuerpos de areniscas finas corresponden a depósitos de desbordamiento.

Respecto a la cronoestratigrafía de estas facies, en este lugar, se ha de decir que no existe soporte

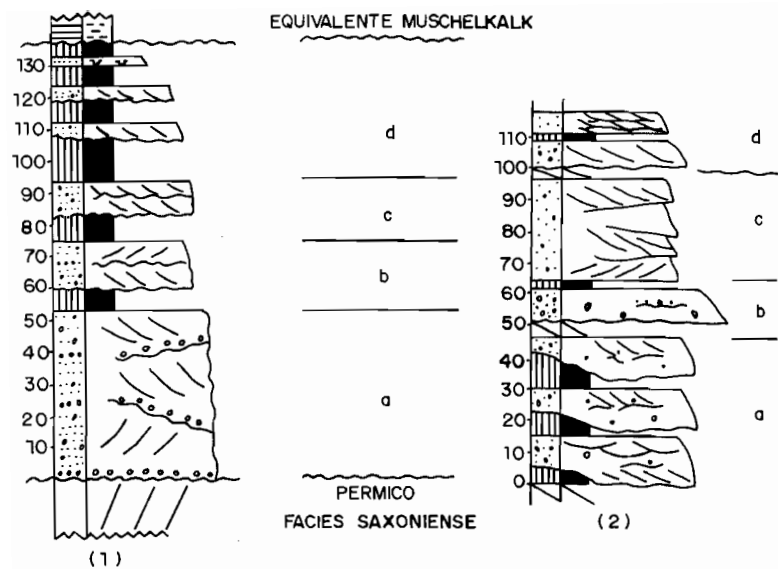


Fig.- 2 Columnas sintéticas de las facies Buntsandstein de (1) Ruinas de Tiermes y (2) Torresuso.

bioestratigráfico alguno que pueda definir con cierta fiabilidad su edad. Sin embargo, dataciones realizadas mediante flora (polen) en los tramos superiores de las Facies Muschelkalk (HERNANDO, S., 1.977; DOUBINGER, S., *et al.*, 1.978; ARACIL, E., y HERNANDO, S., 1.988) sitúan la Facies Buntsandstein por debajo del Carniense, probablemente y por posición estratigráfica corresponden al Triásico inferior y medio.

1.1.2. Arcillas grises y verdes, areniscas y calizas (2). Facies Muschelkalk

En el ángulo SO de la Hoja y sobre la Facies Buntsandstein, aparece un conjunto litológico, que si bien no es el característico de la Facies Muschelkalk en la Cordillera Ibérica, por su posición estratigráfica se asimila a éstas.

En la zona cartografiada y mediante un tránsito brusco con la unidad infrayacente, se dispone un conjunto litológico, de carácter arcilloso, constituido por limos y arcillas verdes y grises, a veces rojas, con una potencia estimada entre 20 y 30 m (vértice de Carrascosa y Atalaya) y que intercalan niveles de areniscas en la base y calizas margosas en el techo, así como formaciones de carácter edáfico. Estas intercalaciones se presentan en niveles muy delgados, de algunos centímetros a decímetros. Presentan en ocasiones laminaciones de algas, bioturbación y esporádicamente *ripples* de oscilación. Por otro lado, en las costras carbonatadas y suelos aparecen cuarzos idiomorfos.

Según ARACIL, E., y HERNANDO, S. (1.988), dos son las secuencias típicas que constituyen esta unidad. En el tramo basal, aparecen secuencias constituidas por dos facies: una inferior de areniscas con estratificación cruzada en surco y otra superior de lutitas masivas con huellas de raíces. En el tramo superior la asociación más frecuente es la que corresponde al conjunto de tres facies: una inferior de calizas margosas con laminación de algas, *ripples* de oscilación y bivalvos marinos. Una intermedia de arcillas masivas, y una superior que se presenta bajo dos aspectos: suelo hidromorfo o costra carbonatada con cristales de cuarzo idiomorfos.

Ambas secuencias corresponden a ambientes mareales, concretamente a zonas supramareales con dominios de llanuras fangosas, en las que aparecen pequeños canales y procesos de desecación.

Respecto a la edad de estos materiales, HERNANDO, S. (1.977), y DOUBINGER *et al.* (1.978) indican en la zona de Termancia, próxima a la Hoja, la existencia de microflora de edad Carniense.

1.1.3. Arcillas rojas, yesos y areniscas (3) Facies Keuper

Al igual que las dos unidades anteriores, los mejores afloramientos de la Facies Keuper se encuentran en el ángulo Suroccidental de la Hoja y en tránsito gradual sobre la Facies Muschelkalk.

Para caracterizar esta facies se ha levantado una columna litológica en el cerro de la Atalaya, a unos 1.500 m al Sur de la localidad de Carrascosa y al pie de la carretera de Retortillo de Soria. En este lugar, y sobre los tramos arcillosos de tonalidades gris-verdosas de la Facies Muschelkalk,

aparece una serie de 140 m de potencia constituida por:

- a) Un tramo basal de 20 m de arcillas rojas con alguna capa centimétrica de costras y dolomías, así como yeso travecular y niveles delgados de areniscas.
- b) Un segundo tramo de unos 8 m de areniscas de grano fino a medio con estratificaciones cruzadas de pequeña y gran escala.
- c) Un tercer tramo de unos 56 m constituido por arcillas rojo-vinosas y arcillas rojas con yeso travecular y noduloso. Este tramo intercala niveles centimétricos de dolomías y costras calcáreas.
- d) Por último, un tramo de unos 55 m de arcillas rojas, con niveles de limos rojos y areniscas de grano fino micáceas, a veces canalizadas. A techo, niveles dolomíticos centimétricos.

En lo que se refiere a la petrología de los yesos que aparecen repartidos a lo largo de la serie, éstos presentan en su totalidad texturas de origen sedimentario: alabastrina, nodulosa, enterolítica y fibrosa.

La presencia de determinadas facies y secuencias proporcionan datos de interés paleogeográfico (CAPOTE *et al.*, 1.982). En el corte realizado en la Hoja, y concretamente en los sedimentos terrígenos, en las areniscas del segundo tramo de la serie, se encuentran facies con estratificación cruzada de gran escala, que generalmente están asociadas a canales con depósitos residuales de cantos blandos. En este mismo tramo se encuentran facies con estratificación cruzada de pequeña escala, formando parte del relleno del canal. En los tramos superiores de la serie aparecen secuencias constituidas por tres tipos de facies: facies basal areniscosa de grano fino y sin estructura interna, salvo que a veces aparece canalizada; facies intermedia formada por una brecha arcillosa; y una facies superior calcárea que incluye fragmentos de arcilla ligeramente deformados.

Respecto a su interpretación sedimentológica, la Facies Keuper se ha depositado en una llanura próxima al litoral, en ambientes de *sebkhas* continentales surcadas por pequeños canales, que a veces incorporaban materiales de sus márgenes, todavía poco consolidados (cantos blandos).

En lo que se refiere a la cronoestratigrafía, tan sólo se puede decir que por su posición estratigráfica son de edad superior al Carniense (edad atribuida a la Facies Muschelkalk en esta región), por lo que la Facies Keuper la situaremos en el Noriense y probablemente parte del Rethiense.

1.1.4. **Dolomías cristalinas (Tramo de transición) y Formación Dolomías tableadas de Imón (4) Triásico Superior (Rethiense)**

Sobre los tramos arcillosos superiores de la Facies Keuper, y en tránsito gradual, aflora en la parte meridional y ángulo suroccidental de la Hoja, un conjunto carbonatado constituido esencialmente por calizas cristalinas en la base y dolomías de color gris en la parte superior.

La caracterización de estos niveles se ha llevado a cabo en las proximidades de la localidad de Montejo de Tiermes y en la carretera de San Esteban de Gormaz, aproximadamente a 2 km de la primera localidad.

La serie comienza (sobre las arcillas yesíferas del Keuper) con unas calizas cristalinas (seudoesparitas) de aspecto noduloso, de color rojo en la base y amarillento hacia el techo con cristales de cuarzo (cuarzos bipiramidados). Esta unidad, definida por GOY, GÓMEZ Y YÉBENES (1.976) como «tramo de transición», tiene un espesor en el corte de 2,5 m y marca el paso de los depósitos de *sebkhas* de la Facies Keuper a los materiales carbonáticos superiores.

Sobre este «tramo» descansa la Formación Dolomías tableadas de Imón. Está constituida por 14 m de dolomías *mudstones* grises y estratificadas en capas de 10-14 cm, con base planar y techo ondulado. En la parte superior existen mallas de algas y ocasionalmente *ripples* de oscilación. Su sedimentación se ha realizado en un ambiente intermareal.

Debido al carácter azoico de estas dos unidades, su edad se tiene que fundamentar en la correlación con otras zonas, y por su posición estratigráfica. Por ello se le atribuye una edad Triásico superior, probablemente Rethiense.

1.2. JURÁSICO

Los materiales carbonatados del ciclo jurásico inferior y medio afloran en la Hoja de Berlanga de Duero, en los cuadrantes meridionales y una pequeña parte en la zona central.

Para su estudio se ha levantado una sección casi completa y numerosos cortes parciales de las diferentes formaciones que posteriormente se describen.

Las unidades y/o formaciones diferenciadas en la Hoja se corresponden con las definidas por GOY, GÓMEZ Y YÉBENES, (1.976) y COMAS RENGIFO (1.982), para el contexto de la Cordillera Ibérica. Estas formaciones, de más antiguas a más modernas, son las siguientes:

- a) Formación Carniolas de Cortes de Tajuña.
- b) Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas.
- c) Formación Margas grises del Cerro del Pez.
- d) Formación Calizas bioclásticas de Barahona.
- e) Formación Alternancia de margas y Calizas de Turmiel.
- f) Formación Carbonatada de Chelva.

1.2.1. Formación Carniolas de Cortes de Tajuña (5) Hettangiense

Esta unidad aflora esencialmente en el borde meridional y cuadrante Suroccidental de la Hoja.

Constituye una unidad poco competente a la erosión y muy karstificada. No se ha podido observar al completo debido a la mala calidad de afloramientos. En general, está constituida por dolomías, con abundantes recristalizaciones de calcita y aspecto masivo. Es notable la ausencia de planos

de estratificación, por lo que resulta difícil conocer con precisión su potencia, aunque se puede estimar en unos 70 m.

Sedimentológicamente, esta formación se interpreta como constituida a partir de una sedimentación en llanura de mareas en condiciones hipersalinas (tipo *sebkha*), y entre un ambiente intermareal a supramareal.

No se han encontrado restos fósiles, por lo que su edad se ha considerado a partir de la correlación con otras cuencas, así como por criterios de estratigrafía secuencial. Todo ello conduce a situarla en el Hettangiense s.l. (YÉBENES *et al.* 1.988).

1.2.2. Formación Calizas y Dolomías tableadas de Cuevas Labradas (6) Sinemuriense-Carixiense

Descansa en concordancia con la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña. Aflora únicamente en la mitad meridional de la Hoja y uno de sus aspectos más característicos es el índice de plegamiento que presenta.

Es difícil establecer su espesor, ya que nunca aparece completa, bien porque está tapada y erosionada por la Formación «Arenas de Utrillas» del Cretácico superior (que deja ver únicamente los términos inferiores de la misma, como en el caso de la serie realizada en el río Caracena), o porque forma el núcleo de alguna estructura anticlinal, descubriendo tan sólo términos superiores, como es el caso de las series de Mosarejos y del cerro del Gato Quemado.

Aun con estas dificultades se pueden llegar a establecer dentro de la formación dos unidades o divisiones litoestratigráficas claras. Una inferior, constituida por la tradicional alternancia de calizas y dolomías, que da nombre a la formación, y otra superior, constituida esencialmente por alternancias de calizas y margas, COMAS RENGIFO. M. J. (1.982). Sin embargo, a nivel cartográfico se han representado como una sola unidad debido a la complejidad estructural que presenta y a la similitud litológica con la unidad o formación superior (Formación Barahona).

En el perfil realizado en el río Caracena sobre la Formación de Carniolas de Cortes de Tajuña se reconoce parte de la división litológica inferior equivalente a la Formación Cuevas Labradas s.l. A su vez se distinguen dos tramos: uno inferior constituido por unos 30 m de calizas grises, a veces fértidas (*mudstones*), en capas de 5 a 30 cm con planos ondulados y un delgado nivel de margas verdes, que termina con una costra ferruginosa bien desarrollada y perforaciones asociadas, y otro superior, de unos 15 cm visibles (ya que está cubierto en discordancia por la Formación «Arenas de Utrillas») de calizas grises (*mudstones*) que hacia el techo se tornan rojizas y amarillentas. Estos niveles intercalan otros de 10 a 15 cm de calizas grises (*wackestones*) y calizas bioclásticas (*grainstones*).

Respecto a la sedimentología del tramo inferior es frecuente la existencia de estructuras de *ripples* de oscilación y ocasionalmente la de laminaciones de algas. Por lo que se refiere al tramo superior existe una bioturbación moderada a alta (*mudstones-wackestones*); son frecuentes *rills* bioclásticos y ocasionalmente aparece estratificación *hummocky*. Las calizas *grainstones* con abundantes oolitos y *pellets* se presentan en cuerpos de base erosiva y geometría canaliforme, así como

también en finas capas de base erosiva plana, geometría tabular y granoselección positiva. El techo del tramo presenta grietas de desecación.

En la figura 3 se encuentran representadas esquemáticamente los tipos de secuencias de estos dos tramos. De ellas se deduce que la parte inferior de la Formación Cuevas Labradas se ha depositado en un medio de plataforma carbonatada. El tramo inferior (secuencia «a») correspondería fundamentalmente a un medio submareal protegido, de baja energía, ambiente reductor y afectado por el oleaje que evoluciona a un ambiente de llanura de mareas con la zona intermareal caracterizada por las mallas de algas, y puede llegar ocasionalmente a la zona supramareal, caracterizada por los depósitos margosos. El tramo superior correspondería al cinturón de alta energía con desarrollo de barras y canales (secuencia «b») y tormentas (secuencia «c»).

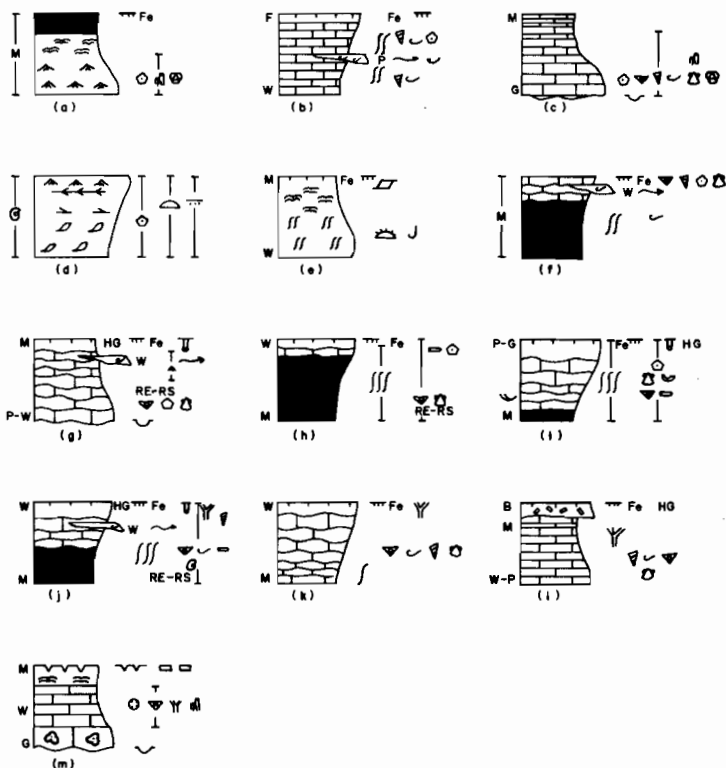
La parte superior de la Formación Cuevas Labradas se ha reconocido en los perfiles realizados en las localidades de Mosarejos y cerro del Gato Quemado. En ambos lugares bajo la influencia de sendas estructuras anticlinales. El espesor máximo reconocido es de 25 m en Mosarejos.

En estos cortes se han diferenciado también dos tramos: un tramo inferior de 18 m, que sólo aparece en Mosarejos, constituido por calizas *mudstone*, nodulosas, grises, en capas de 5-15 cm, entre las que se intercalan otras más delgadas de calizas *grainstone*. Un tramo superior localizado tanto al S de Mosarejos como en el borde SE de la Hoja (cerro del Gato Quemado), presentando en este último el máximo desarrollo con unos 15 m con planos de estratificación ondulados que pasan hacia arriba del tramo a *wackestone* y *mudstone*, y terminando con una costra ferruginosa con perforaciones asociadas.

Las estructuras sedimentarias que caracterizan al tramo inferior son: *ripples* de oscilación y ocasionalmente *flaser* en las calizas *mudstone*, con frecuentes *rills* de bioclastos; y en las calizas *grainstone*: superficies erosivas planares, granoselección positiva y laminación paralela. El tramo superior presenta gran variedad de estructuras sedimentarias; las más características y abundantes son estratificación cruzada planar, sigmoidal y *herring-bone*, también son frecuentes los *ripples* de oscilación y más escasos los de corriente y ocasionalmente en el techo del tramo mallas de algas; en las calizas *wackestone* de techo son frecuentes los *rills* de bioclastos.

En la figura 3 se encuentran representadas dos tipos de secuencias características del tramo superior, siendo el tramo inferior poco propicio para este tipo de representación. La sedimentación de esta parte de la Formación Cuevas Labradas comienza en un ambiente submareal de baja energía, algo afectado por el oleaje (representando los *rills* bioclásticos y las *grainstones* intercalados sucesos de alta energía inducidos por tormentas) que evoluciona a otro de alta energía, con importante acción mareal. Se trata de barras oolíticas y bioclásticas en la parte más alta del ambiente submareal y más baja del intermareal, equivalente al «*sand flat*» de las llanuras siliciclásticas. La llanura mareal de alta energía evoluciona de nuevo a un ambiente submareal protegido (*lagoon*), que en Mosarejos es ocasionalmente afectado por tormentas, mientras que en el cerro del Gato Quemado evoluciona a un intermareal alto de baja energía, en el que existen mallas de algas y termina en una costra ferruginosa.

El contenido paleontológico reconocido en esta formación se concreta con mayor profusión en la parte superior, en donde es posible observar braquiópodos, crinoides, gasterópodos, ostreoides,



LEYENDA

| | | |
|----------------------------------|----------------------------|-------------------|
| B Brecha | ▬ Granoselección negativa | ⊕ Serpúlidos |
| M Mudstone | ⋯ Costra ferruginosa | ⊙ Milióidos |
| W Wackestone | ⊖ Porosidad fenestral | ▽ Gasterópodos |
| P Packestone | ⌋ Bioturbación baja | ⌋ Bivalvos |
| G Grainstone | ⌋ Bioturbación moderada | ⌋ Braquiópodos |
| HG Hard-ground | ⌋ Bioturbación intensa | ⌋ Pectínidos |
| RE Fauna reelaborada | ⌋ Perforaciones orgánicas | ⌋ Equinidos |
| RS Fauna resedimentaria | ⌋ Brechas de cantos planos | ⌋ Ostrácocos |
| ⌋ Base canalizada | ⌋ Grietas de desecación | ⌋ Belemnites |
| ⌋ Estratificación sigmoidal | ⌋ Láminas rotas | ⌋ Briozoos |
| ⌋ Estratificación cruzada planar | ⌋ Oncolitos | ⌋ Ammonites |
| ⌋ Herring bone | ⌋ Oolitos | ⌋ Corales |
| ⌋ Ripples de oscilación | ⌋ Crinoides | ⌋ Mallos de algos |
| ⌋ Rills de bioclastos | | |

Fig.- 3 Secuencias tipo del Jurásico: Fm. Cuevas Labradas (a-e); Parte inferior (a-e) Parte superior (d-e) Fm. Almonacid de la Cuba (f-g) Fm. Cerro del Pez (h) Fm. Barahona (i) Fm. Turmiel (j); Fm. Chelva Tramo inferior (k-l); Tramo superior (m)

así como microfósiles de foraminíferos, ostrácodos, briozoos y codiáceas. Ente esta asociación de familias se han reconocido las siguientes especies: *Lenticulina minuta* (BORNEMANN), *Lenticulina varians* (BORNEMANN), *Lenticulina vetusta* D—ÖRGIGNY, *Lenticulina pupa* (TERQUEM), *Lingulina tenera* BORNEMANN y *Planularia af. filosa* (TERQUEM). Su edad, por correlación con otras cuencas mediante estratigrafía secuencial, así como por su contenido micropaleontológico señalado se atribuye al Carixiense inferior p.p., siendo probablemente la parte inferior de edad Sine-muriense.

La segunda unidad que aparece a techo de la formación Cuevas Labradas es la que COMAS RENGIFO, M. J. (1.982), calificó como «Miembro Almonacid de la Cuba», constituida por una alternancia irregular de margas y calizas.

Esta unidad aparece tanto al S de Mosarejos, aunque parcialmente cubierta, como en el cerro del Gato Quemado, en este último lugar con un espesor de 26 m.

En la unidad se pueden distinguir dos tramos. Uno inferior, con un espesor entre 9-13 m, que descansa sobre la costra ferruginosa del techo de la unidad inferior, y está constituido por margas verdes, amarillentas y grises, alternando con margocalizas grises, finamente estratificadas de aspecto nodular y ocasionalmente algunas calizas *packstones*. Un tramo superior de 13 a 16 m, constituido por calizas *packstone* y *grainstone* bioclásticas amarillentas, con delgados niveles margosos, que pasa hacia arriba a calizas *wackestone* y *mudstone*. Termina la unidad con una costra ferruginosa bien desarrollada con perforaciones asociadas.

En el tramo inferior de esta unidad las estructuras sedimentarias más frecuentes son los *rills* de bioclastos y ocasionalmente *ripples* de oscilación. Son abundantes, tanto en las margas como en las margocalizas, las estructuras de bioturbación. En las capas de calizas *packstone* hay granoselección positiva. En el tramo superior son también frecuentes los *rills* de bioclastos, la laminación cruzada planar de pequeña y media escala en la parte inferior y *ripples* de oscilación en la parte superior. En la parte alta del tramo, en los términos de calizas *grainstone* y *packstone*, se pueden observar cuerpos con base erosiva y geometría de canal.

La litofacies y estructuras presentes en los dos tramos se representan en la figura 3f y 3j. Corresponden a secuencias típicas originadas en ambientes submareales protegidos (*lagoon*) con importante bioturbación, ocasionalmente afectados por el oleaje y al que llegan esporádicamente sucesos de alta energía (tormentas) representados por los *rills* y las *packstone* con granoselección positiva. Este ambiente (*lagoon*) evoluciona a un medio de alta energía, con canales, rellenos por carbonatos en secuencias grano y estratodecrecientes, y barras bioclásticas con costra ferruginosa a techo.

Los restos fósiles que presenta esta unidad son gasterópodos, crinoides, pectínidos, braquiópodos, muchos de los cuales, sobre todo gasterópodos y braquiópodos, están reelaborados y resedimentados y con frecuencia piritizados. Asimismo, se ha caracterizado una asociación de microfósiles consistente en los siguientes géneros y especies: *Lingulina pupa* (TERQUEM), *Lingulina tenera* BORNEMANN, *Vidalina martana* FARINACCI, *Pseudocyclammia liassica* HOTTINGER, así como ophthalminidos y lituólidos. La edad de esta unidad por correlación con otras cuencas, mediante criterios de estratigrafía secuencial (YÉBENES *et al.*, 1.988), así como por contenido micropaleontológico, se atribuye al Carixiense inferior (p.p.)-Carixiense superior.

1.2.3. **Formación Margas grises del Cerro del Pez y Formación Calizas bioclásticas de Barahona (7). Domeriense**

Ambas formaciones han sido cartografiadas como una sola unidad debido al escaso espesor que presentan dentro de la Hoja. Aunque su espesor es reducido en comparación con las formaciones infra y suprayacentes, su interés paleogeográfico y cronoestratigráfico es importante a escala de la Cordillera Ibérica, por lo que se describirán en este apartado individualmente.

1.2.3.1. *Formación Margas grises del Cerro del Pez*

Se encuentra en continuidad sedimentaria con la parte superior de la Formación Cuevas Labradas (calizas y margas de Almonacid de la Cuba). Ha sido reconocida en numerosos puntos de la Hoja. Destaca por su exposición el perfil realizado en el cerro del Gato Quemado, junto a la carretera a Lumias. En este lugar se han reconocido unos 30 m de margas grises con intercalaciones de calizas margosas, generalmente *mudstones* y *wackestone* bioclásticas, grises y de aspecto noduloso. Son relativamente frecuentes las costras ferruginosas.

Las estructuras sedimentarias reconocidas son las debidas a una intensa bioturbación a lo largo de toda la unidad; se pueden observar hacia el techo galerías en forma de «U», así como pistas horizontales.

Esta formación se organiza en secuencias negativas con un término inferior muy desarrollado y un término superior calizo, correspondiente a una caliza *wackestone* bioclástica con una costra ferruginosa a techo (Fig. 3h). La sedimentación de la formación se ha llevado a cabo en un ambiente submareal, de plataforma interna somera de baja energía, con salinidad normal, por debajo del nivel de base del oleaje y coincidiendo con el incremento de aportes detríticos finos a la cuenca.

Los microfósiles son frecuentes en algunos niveles reconociéndose bivalvos, braquiópodos, gasterópodos, pectínidos, crinoides y ostréidos entre otros. Su edad en aquellas partes de la Cordillera Ibérica donde ha podido ser datada mediante ammonites (fucineras y protogrammoceras), es Pliensbachiense superior (Domeriense).

1.2.3.2. *Formación Calizas bioclásticas de Barahona*

Se apoya en concordancia sobre la anterior y es reconocida en numerosos puntos de la Hoja por su resalte morfológico. En el perfil del cerro del Gato Quemado está constituida por un conjunto de calizas *wackestone-packstone* bioclásticas, nodulosas de color amarillo en capas de 10-25 cm, con delgadas intercalaciones margosas; son frecuentes las costras ferruginosas. La unidad termina con una discontinuidad que corresponde a una superficie ferruginosa con perforaciones.

Los espesores varían de un lugar a otro en la Hoja, aunque la media se sitúa en torno a los 8-12 m. Prácticamente no se observan estructuras sedimentarias en la formación debido a la intensa bioturbación que la afecta, sólo localmente se pueden reconocer algunos *ripples* de oscilación.

Toda la unidad se ordena en secuencias de somerización estrato y granocrecientes, con calizas *wackestone* en la parte inferior y *packstone* o *grainstone* en la superior, terminando con superficies endurecidas y ferruginizadas.

La sedimentación de la Formación Barahona, que constituye con la unidad inferior (margas grises del Cerro del Pez) el techo de una secuencia de somerización, se produce en una plataforma somera, bien oxigenada, de salinidad normal y energía hidrodinámica alta, dentro de la zona de acción del oleaje, aunque la intensa colonización del fondo por organismos bentónicos ha destruido esta acción.

En los perfiles realizados (Mosarejos y Gato Quemado), no se han reconocido especies paleontológicas características. Sin embargo, CAPOTE *et al.* (1.982) destacan para el ámbito de la Cordillera Ibérica, la existencia de una riqueza de fósiles, sobre todo una gran variedad de braquiópodos y ammonites. De estos últimos cabe reseñar: *Amalteus margaritatus* (MONTF) en la parte inferior y *Arietoceras*, *Pleuroceras*, *Emaciatoceras* y *Eodactylites* en los niveles medio y terminales. Su edad, por tanto, incluye el Domeriense medio y superior.

1.2.4. Formación «Alternancia de margas y calizas de Turmiel» (8). Toarciense

Esta unidad, que descansa sobre la interrupción sedimentaria del techo de la Formación Barahona, no es del todo reconocible por estar en la mayoría de los casos tapada por derrubios. Se sitúa entre la anterior formación y la Formación Carbonatada de Chelva. Se encuentra semicubierta, reconociéndose tan sólo tramos parciales, sobre todo los inferiores y superiores y casi nunca los intermedios. Sin embargo, una estimación bastante aproximada, realizada en el perfil de Mosarejos deja entrever un espesor de 85-90 m.

Los tramos inferiores y medio de la formación se han reconocido en el perfil realizado en el cerro del Gato Quemado, en el talud de la carretera a Lumias. La parte inferior se ha descrito a partir de los perfiles de Brías y Mosarejos.

En la carretera de Lumias, sobre las calizas bioclásticas de Barahona, afloran el tramo inferior y parte del medio con 54 m de margas amarillentas en la parte basal y grises en la parte superior. Presenta intercalaciones de calizas *mudstone* de color gris, en capas de 10 a 25 cm y localmente costras ferruginosas a techo.

En las localidades de Brías y Mosarejos aflora el tramo superior bajo la unidad carbonatada del Dogger (Formación Carbonatada de Chelva). Este tramo se encuentra constituido por unos 30 m visibles de calizas *wackestone* amarillas a grises, de aspecto noduloso, en capas de 10-30 cm, que alternan con margas beige que disminuyen progresivamente hacia el techo. Son frecuentes las costras ferruginosas a lo largo de todo el tramo.

Como estructuras sedimentarias, en el tramo inferior-medio sólo se reconoce alguna laminación paralela por decantación, pero en general las que predominan son las estructuras de bioturbación. El tramo superior se caracteriza por presentar una importante bioturbación de moderada a intensa, lo cual hace que se conserven esporádicamente *rills* bioclásticos y algunos *ripples* de oscilación

(Fig. 3j). La sedimentación de la Formación Turmiel parece haberse producido en una plataforma abierta de baja energía, por debajo de la zona de acción del oleaje e incluso por debajo de la zona de acción de las tormentas, en condiciones bien oxigenadas en la parte inferior, las cuales se van restringiendo hacia el techo de la unidad, aunque no se pueda hablar de un ambiente claramente reductor.

Respecto al contenido paleontológico, se puede afirmar que es muy rico. Sin embargo, la práctica totalidad de los fósiles se encuentran dispersos por la superficie de la formación, debido al alto grado de erosionabilidad y mala exposición de la misma. CAPOTE *et al.* (*op. cit.*) hacen mención en el contexto de la Cordillera Ibérica de una gran cantidad de braquiópodos y abundantes «plicatula». Pero su verdadero contenido, y la importancia bioestratigráfica que tiene, es en la abundancia de especies de ammonites. Aunque en la Hoja que nos ocupa han sido escasos los ejemplares recogidos «in situ», no es menos importante el reseñar la riqueza paleontológica que CAPOTE *et al.* (1.982) citan para esta formación en el contexto de la Cordillera Ibérica, que por supuesto engloba la Hoja de Berlanga de Duero (perfil de Lumias). En este trabajo se reseña la presencia de *Orthodactylite* e *Hildaite* en el tramo más inferior *Stolmozhyuchia bouchardi* (DAY) en el segundo tramo; *Nodicoeloceras*, *Dactyloceras*, *Hildoceras*, *Harporoceras*, *Mercaticeras* y *Phymatoceras* (zonas *serpentinus* y *bifrons*) en el tercer tramo; *Haugia Pseudolillia* y *Poliplectus* en el cuarto; y *Grauneria*, *Pseudolillia* y *Poliplectus* en el quinto y último tramo de la formación. En la Hoja de Berlanga de Duero se han podido reconocer restos de ejemplares pertenecientes a casi todos los mencionados con anterioridad, si bien la totalidad de ellos se han encontrado sueltos. Todo este conjunto paleontológico caracteriza al Toarciense.

1.2.5. Formación carbonatada de Chelva. Calizas nodulosas y oncolíticas a techo (9). Aalenense-Bajociense

Esta unidad ha sido posible reconocerla en numerosos puntos de la parte centro-meridional de la Hoja, concretamente en las series realizadas en las proximidades de Mosarejos y Norte de Brías. En ambos lugares se encuentra cubierta por los depósitos siliciclásticos de la Formación Arenas de Utrillas o a veces por depósitos conglomeráticos del Terciario.

En las localidades reseñadas con anterioridad, y en contacto normal sobre la Formación Alternancia de margas y calizas de Turmiel (contacto transicional), aparece una unidad carbonática constituida por dos tramos calcáreos. Un tramo inferior de 22 m de espesor compuesto por calizas *mudstone* y *wackestone* (estas últimas más abundantes hacia el techo), de color gris claro, a veces nodulosas y estratificadas en capas de 20-40 cm; son relativamente frecuentes costras ferruginosas y perforaciones asociadas en las capas más altas. Un tramo superior, con un espesor que varía según los lugares entre 4 y 7 m, está constituido por calizas oncolíticas *grainstone* y *packstone* que pasan hacia arriba a *wackestone* bioclásticas y *mudstone* en capas de 10-30 cm, a veces bastante recristalizadas.

En cuanto a las estructuras sedimentarias, el tramo inferior se caracteriza por tener una importante bioturbación, de moderada a intensa, lo cual hace que se conserven esporádicamente *rills* de bioclastos y algunos *ripples* de oscilación. En el tramo superior se reconocen *grainstone* oncolíticos con base erosiva y geometría de canal y con laminación cruzada en surco en su interior.

La sedimentación del tramo inferior comienza a partir de una plataforma externa y abierta (techo Formación Turmiel), de salinidad normal y con una tendencia a la somerización (Fig. 3k). En condiciones de baja energía, por debajo de la zona de acción del oleaje, aunque con episodios ocasionales de alta energía que dan lugar a los *rills* y a la resedimentación y reelaboración de la fauna. La tendencia a la somerización marcada por las secuencias sitúa el fondo ya dentro de la zona de acción del oleaje y viene acompañada por la formación frecuente, sobre todo en la base de la Formación de Chelva, de fondos duros sobre los que se instalan organismos perforantes e incrustantes como litófagos y briozoos (Fig. 3k y 3l). El tramo superior corresponde al cinturón de alta energía, pero debido al escaso desarrollo que tiene en esta zona, sólo se reconocen los canales, que corresponden a canales mareales que evolucionan en la parte alta de la zona intermareal, con el desarrollo de mallas de algas y grietas de desecación (Fig. 3).

Los macrofósiles que presenta varían a lo largo de la unidad. En la zona de transición entre la Formación Turmiel y la base de la Formación Chelva se encuentran braquiópodos, bivalvos, ammonites reelaborados y resedimentos, belemnites y huellas de algas en el techo de las capas, y hacia la parte alta son además abundantes briozoos (*Cladocoropsis mirabilis*. FÉLIX), pectínidos y corales aislados, muy abundantes en el tramo inferior de la Formación Carbonatada de Chelva. También se encuentran ostrácodos, foraminíferos, serpúlidos y microfilitamentos. Esta parte inferior se atribuye, por correlación con zonas cercanas, al Aalenense.

En el tramo superior predominan las algas cianofíceas formando estructuras oncolíticas, pero también se reconocen variedad de otros restos, crinoides, briozoos, braquiópodos, corales solitarios y serpúlidos. Su edad puede atribuirse al Bajociense.

1.3. CRETÁCICO

Este Sistema puede ser reconocido en gran parte de la Hoja sobre los materiales calcáreos del Jurásico, o entre los depósitos detríticos del Terciario. Comprende la Formación «Arenas de Utrillas» en la base y una potente serie margo-calcárea en la parte superior que incluye un conjunto de formaciones que explicamos más adelante y cuya edad se extiende desde el Turonien- se hasta el Santoniense.

La bibliografía sobre el Cretácico de la región a la cual pertenece la Hoja es muy extensa y sería interminable la lista de autores que tienen que ver con el estudio de este sistema. Sin embargo, cabe destacar trabajos concretos para esta parte de la Cordillera Ibérica, como son los de ALONSO (1.981), FLOQUET, ALONSO y MELÉNDEZ (1.982), así como trabajos más generales como los de MOJICA y WIEDMAN (1.977), CAPOTE *et al.* (1.982), y ALONSO *et al.* (1.986).

1.3.1. Cretácico superior detrítico

1.3.1.1. Formación Arenas de Utrillas (10). Cenomaniense

Esta unidad, base del Cretácico en la región, aflora en la Hoja repartida en numerosos afloramientos

tos. No tiene nada clara continuidad cartográfica y aparece discordante sobre distintas formaciones del Jurásico carbonatado.

Fue definida con rango de formación por AGUILAR, RAMÍREZ DEL POZO Y RIBA (1.971) en la vertiente Norte de la Muela de San Just (Hoja de Montalbán, núm. 518), para toda la «cubeta de las cadenas ibéricas». En su definición se ponen de manifiesto aspectos texturales y estructurales similares a los que aparecen en la Hoja de Berlanga de Duero.

Por otro lado, cabe destacar que por extensión se aplica este término al tramo diacrónico, que aflora en toda la Cordillera Ibérica y que representa los sedimentos en facies predominantemente fluviales de edad Aptiense-Turoniense, siendo la edad Albiense la cronología más frecuente de esta formación, pero con grandes reservas.

Dentro de la Hoja, estos materiales afloran a modo de retazos y en gran parte de su extensión se encuentran cubiertos por derrubios, y en ocasiones se implantan sobre ellos campos de cultivo, por lo que la calidad de afloramiento no permite realizar series o cortes completos. Sin embargo, se han podido realizar cuatro series correspondientes a las localidades de Hoz de Abajo, Hoz de Arriba, Modamio y Sauquillo de Paredes (80 m), que se pueden considerar complejos.

Litológicamente son series homogéneas, de naturaleza areniscosa, a excepción de alguna pequeña intercalación pelítica en la base y tramo medio, así como en la parte superior, en la que predominan las pelitas sobre las areniscas. Los tramos areniscosos se caracterizan por estar formados por arenas cuarcíticas groseras en su gran mayoría, y conglomerados de cantos de cuarzo y cuarcita que forman los niveles residuales de las bases de los tramos anteriores.

Desde el punto de vista sedimentológico, estos depósitos se encuentran constituidos por complejos de canales y barras organizados en ciclos típicos de ríos trenzados (*braided*).

Las barras presentan estructuras del tipo «estratificación cruzada planar de mediana a gran escala», y se hallan cortadas por canales con *lags* de cantos y restos de troncos. Los canales presentan estratificación en surco y no existen depósitos de desbordamiento.

En conjunto, la formación se interpreta como depositada en un sistema de abanicos aluviales, con un claro dominio de canales *braided* de procedencia Sur, y que funcionan intermitentemente.

En este sector de la Cordillera Ibérica WIEDMANN (1.964) cita sobre esta formación tres metros de margas con ostreoides del Cenomaniense y 35 m de margas y calizas con ammonites del Turoniense inferior, por lo que es posible que su edad sea *Albiense sup?*-Cenomaniense.

1.3.2. Cretácico superior carbonatado

Los materiales del Cretácico superior en facies carbonatadas afloran con notable extensión en la Hoja de Berlanga de Duero. Mediante el levantamiento de varias series parciales, se ha podido reconstruir la serie cretácica superior desde el Turoniense hasta el Santoniense, quedando fuera de la Hoja formaciones de edad Campaniense y Maastrichtiense. Las unidades diferenciadas se corresponden con las definidas por ALONSO, A. (1.918), y FLOQUET, ALONSO y MELÉNDEZ, A. (1.982).

1.3.2.1. *Formación calizas, margas y arenas de Moral de Hornuez.*

Se han considerado, a la hora de cartografiar esta formación, dos unidades diferentes, que presentan características litológicas y morfológicas con entidad más que suficiente para ser tratadas con independencia. La primera de ellas constituye la base de la serie del Cretácico calcáreo en esta zona y presenta fuertes cambios en su espesor y litología. La segunda unidad, más uniforme desde el punto de vista litológico, posee, al igual que la anterior, cambios en su espesor.

Como antecedentes, se ha de decir que esta formación fue definida por ALONSO, A. (1.981), en la provincia de Segovia.

En la Hoja de Berlanga de Duero, en las proximidades de Caracena (Chaparral), se ha levantado un perfil (Fig. 4), en el que está representada la formación con las dos unidades cartográficas diferenciadas.

1.3.2.1.1. *Calizas nodulosas, areniscas y margas (11). Turoniense*

Esta unidad, que destaca por su resalte morfológico, se apoya concordantemente sobre la Formación Arenas de Utrillas, separándolas un contacto neto marcado por una superficie ferruginosa. Su espesor es muy variable dentro de la Hoja y también a escala regional. En el perfil de Caracena (El Chaparral), presenta un espesor aproximado de 5 m.

Se encuentra constituido por un tramo basal de areniscas calcáreas en capas de 5 a 20 cm y margas, ambas de tonalidades amarillentas. Las areniscas son de grano fino y forman secuencias estrato y grano decrecientes (Fig 5a). Por encima existe un tramo superior carbonatado constituido por calizas nodulosas, bioclásticas (*wackestones* nodulosas) que sirven de base a la unidad superior margosa.

Las únicas estructuras sedimentarias que se reconocen son las debidas a bioturbación, de moderada a intensa; sólo localmente se pueden reconocer *ripples* de oscilación.

La sedimentación de esta unidad se realiza en el inicio de una plataforma interna protegida de la acción de olas y corrientes, muy colonizada por ostreidos (bahía protegida).

La edad de estos depósitos viene en función de su posición stratigráfica. Están relacionados muy directamente con los depósitos margosos de la unidad superior, que a escala regional se les asigna una edad Turoniense inferior, en base al contenido de especies de ammonites (WIEDMANN, 1.964) y también por correlación con otras áreas (ALONSO, A., 1.981).

1.3.2.1.2. *Margas, calizas nodulosas y calizas arenosas (12). Turoniense*

Esta unidad descansa concordantemente sobre la anterior. Muestra un relieve deprimido, motivado por la erosionabilidad de sus materiales.

Se encuentra constituida por dos tramos muy definidos. Uno inferior de 8 a 26 m (en Caracena,

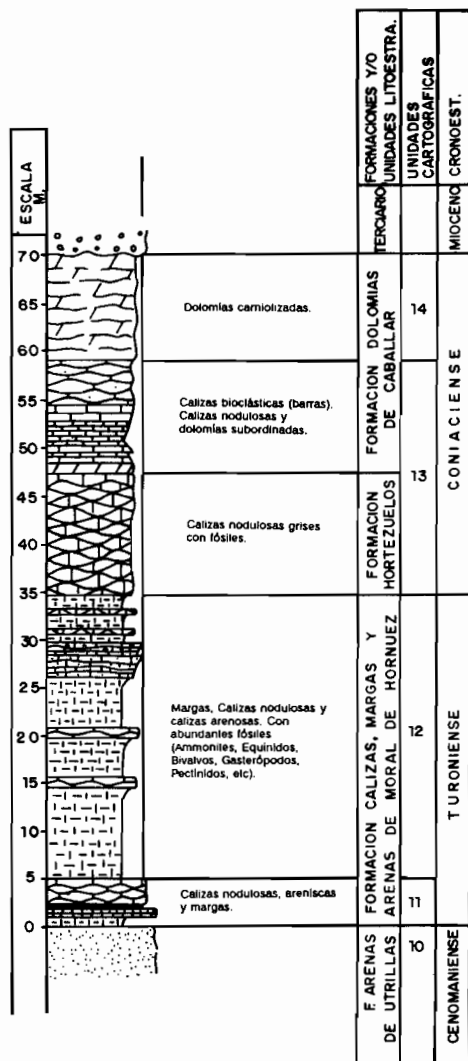


Fig.- 4 Columna esquematizada del Cretácico superior de Caracena (Chaparral) Formaciones y Unidades cartográficas. Según VALLADARES. I. (Informe Sedimentológico)

22 m) de margas verdes con intercalaciones de calizas nodulosas blancas (*wackestone*), más o menos gruesas arenosas y en las que son frecuentes costras ferruginosas a techo. Un tramo superior de 8,5 m con distintas características en la Hoja. En Caracena (El Chaparral) está constituido por calizas *packstone* y *grainstone* arenosas y glauconíticas en la parte inferior y margas alternando con calizas nodulosas en la superior; son frecuentes las costras ferruginosas en las calizas arenosas, algunas con perforaciones asociadas.

Las únicas estructuras sedimentarias que se reconocen son las debidas a bioturbación, de moderada a intensa. Sólo localmente se pueden reconocer *ripples* de oscilación, en el tramo superior, y mallas de algas en el inferior.

Cada uno de los tramos está caracterizado por un tipo de secuencia que están representadas en la figura 5b (tramo inferior) y 5c-5d (tramo superior).

La sedimentación de estos dos tramos se realizó, por un lado, en una plataforma interna protegida de la acción de olas y corrientes, con episodios ocasionales de alta energía que dieron lugar a la resedimentación de organismos de mar abierto (ammonites). La presencia de finos niveles carbonosos entre las margas indicarían aportes desde zonas pantanosas próximas. Por otra parte, el medio de sedimentación evoluciona hacia términos de más alta energía, produciéndose dentro de la plataforma interna aportes siliciclásticos procedentes del continente (Fig. 5c).

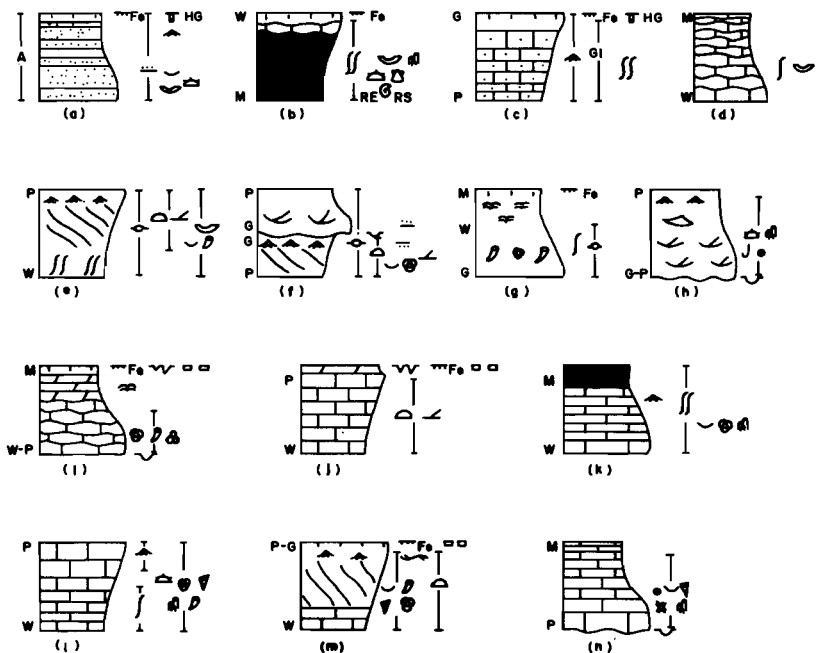
En esta unidad se reconocen restos de ostreidos, pectínidos, serpúlidos, equínidos, ammonites (muchos de ellos reelaborados y resedimentados), ostrácodos, foraminíferos tanto bentónicos como planctónicos (estos últimos de muy pequeño tamaño), briozoos, dasycladáceas, oogonias de caráceas y foraminíferos aglutinantes: (*Marsonella* af. *axycona* (REUSS), *Spiroplectamina* aaf. *laevis* (ROEMER), *Cyclammina* sup. La edad de esta unidad por correlación con zonas cercanas (ALONSO, 1.981) se atribuye al Turoniense medio-superior.

1.3.2.2. Formación Calizas nodulares de Hortezielos (13). Coniaciense

Esta formación aparece en la Hoja, descansando mediante contacto neto sobre la Formación Moral de Hornuez. Aunque no siempre se puede observar su base, de las secciones levantadas, así como de los afloramientos observados, se deduce que en la Hoja presenta importantes variaciones, tanto en espesor como en facies. En concreto, esta formación presenta en la Hoja un espesor medio de 18 m (Fig. 4). Fuera de la misma puede llegar a alcanzar los 45 m (Hoja de Quintana Redonda, núm. 378).

Litológicamente se encuentra constituida por calizas nodulosas beige, generalmente *wackestones* bioclásticos con mala estratificación. En hojas limítrofes (Burgo de Osma, núm. 337 y Quintana Redonda, núm. 378) su constitución litológica es de calizas bioclásticas, pero de granulometría mayor (*packstone-grainstone* bioclásticos) y estratificación en gruesos bancos.

Entre las estructuras sedimentarias predominan la bioturbación interna y la existencia de cuerpos con base erosiva, geometría de canal y estratificación cruzada de surco, ocasionalmente *ripples* de oscilación (Fig. 5e y 5f). En otras áreas, fuera de la Hoja, existen otros tipos de estructuras



LEYENDA

- | | | |
|------------------------------------|----------------------------|-------------------------------|
| A Arenisca | ○ Estratificación nodulosa | △ Tepees |
| M Mudstone | ~ Estratificación hummocky | ✓ Bivalvos |
| W Wackestone | — Barras | ◊ Ostreoides |
| P Packestone | — Costras ferruginosas | ◊ Equinidos |
| G Grainstone | ▲ Ripples de oscilación | ◊ Pectínidos |
| B Bafflestone | — Granoselección positiva | ◊ Serpúlidos |
| G Glaucionia | — Granoselección negativa | ◊ Ammonites |
| HG Hard ground | — Perforaciones orgánicas | ◊ Rudistas |
| RE Fauna reelaborado | — Bioturbación baja | ◊ Miliólidos |
| RS Fauna resedimentaria | — Bioturbación moderada | ◊ Ostrácocos |
| — Base canalizada | — Mallas de Algas | ◊ Microfauna |
| — Estratificación sigmoidal | — Grietas de desecación | ◊ Gasterópodos |
| — Estratificación cruzada en surca | — Láminas rotos | ✕ Algas |
| — Estratificación cruzado planar | — Karstificación | ◊ Bioconstrucción de rudistas |
| ○ Oolitos | | |

Fig.- 5 Secuencias tipo del Cretácico superior.- Fm. Moral de Hornuez (a-d); Fm. Hortetzeluos (e-h); Fm. Caballar (i-l) y Fm. Castrojimenno (m-n)

como son las de morfología de barra y estratificación cruzada planar con *ripples* de oscilación a techo (Fig. 5h).

La sedimentación de la Formación Hortezuelos se ha realizado en un medio de plataforma interna carbonatada, con una diversidad de ambientes, que van desde ambientes de sombra, submareal protegido con importante bioturbación, hasta zonas de influencia mareal en la que se desarrollan barras y canales.

Los fósiles que presenta esta unidad son principalmente ostreidos, bivalvos, miliólidos, serpúlidos, equínidos, gasterópodos, rudistas, así como ostrácodos, foraminíferos bentónicos y planctónicos, briozoos, corales y algas coralinas. La edad de esta unidad, por correlación con otras áreas cercanas, se atribuye según FLOQUET *et al.*, (1.982) al Coniaciense s.l.

1.3.2.3. «Complejo carbonatado superior» Coniaciense-Santoniense

Este complejo se constituye a partir de las Formaciones Dolomías de Caballar y Dolomías y calizas de Castrojimeno. Esta última representa en la Hoja el cambio lateral dolomitizado de la Formación Calizas de Hontoria del Pinar (FLOQUET *et al.*, 1.982).

Para una mejor comprensión de lo que representa esta unidad o «Complejo» describiremos y situaremos las formaciones anteriormente citadas, llamando la atención del lector sobre la dificultad que supone reconocerlas y separarlas en la Hoja, trasladando también su observación a Hojas colindantes (Hojas de Burgo de Osma, Quintana Redonda y Almazán).

1.3.2.3.1. Formación Dolomías tableadas de Caballar (14). Coniaciense

Esta formación sólo ha sido posible reconocerla en los perfiles realizados al Sur de Almazán (Hoja de Almazán) y S y SE de Berlanga de Duero, probablemente a expensas de la importancia de la reducción de espesor que en ese mismo sentido se produce en la Formación Hortezuelos, situada, inmediatamente debajo de ella, ya que siempre que la Formación Hortezuelos tiene los máximos espesores no se encuentra la Formación Caballar.

El espesor de esta formación varía entre 30-60 m, siendo máximo en el SO de la Hoja de Almazán, y S y SE de Berlanga de Duero. Se trata de dolomías *mudstone* amarillentas, finamente estratificadas y calizas *wackestone* y *packstone* bioclásticas y de *pellets*, grises a beige, a menudo dolomitizadas, en capas de 20-60 cm.

Las estructuras sedimentarias que se aprecian en las secuencias (Fig. 5i-5l) que caracterizan a esta unidad son laminaciones de algas y grietas de desecación, ocasionalmente aparece estratificación cruzada y planar y cuerpos con base erosiva y otros con geometría de barra; son frecuentes las costras ferruginosas. En el perfil de Caracena (El Chaparral) son abundantes la bioturbación intensa y los *ripples* de oscilación.

La sedimentación de esta formación se realizó fundamentalmente mediante secuencias de somerización en una plataforma interna protegida, desde un ambiente submareal donde localmente

se pueden desarrollar *patches* de rudistas o barras bioclásticas, a un intermareal y ocasionalmente supramareal. Hacia el O se desarrolla un ambiente submareal protegido con importante actividad orgánica y con tendencia a la somerización del fondo, que es sometido a la acción del oleaje y donde ocasionalmente llegaban depósitos por sucesos de alta energía (tormentas).

En esta unidad se reconocen restos de rudistas, ocasionalmente formando bioconstrucciones, bivalvos, serpúlidos, gasterópodos, miliólidos, equínidos, foraminíferos bentónicos y planctónicos, briozoos, ostrácodos, dasycladáceas, coralináceas, codiáceas y cianofíceas. Su edad por correlación con áreas cercanas sería Coniaciense (FLOQUET *et al.*, 1.982).

1.3.2.3.2. Formación Calizas y dolomías de Castrojimeno (15). Coniaciense-Santoniense

Descansa indistintamente sobre la Formación Caballar, donde aparece ésta, o sobre la Formación Hortezielos. En el único corte donde aparece completa la unidad (Andaluz-Hoja de Quintana Redonda) llega a los 70 m. En otros, su límite superior lo constituye el nivel de erosión actual.

Son calizas *packstone* bioclásticas y ocasionalmente *wackestone* y *grainstone* oolíticas y bioclásticas, de color blanco a amarillento, en capas métricas; a veces están recristalizadas y con aspecto carniolar y otras veces están dolomitizadas.

Las estructuras sedimentarias son las que aparecen en las secuencias (Fig. 4m y 4n): cuerpos con estratificación cruzada planar y morfología de barra, *ripples* de oscilación, cuerpos con base erosiva y geometría de canal y estratificación *hummocky* ocasional.

La sedimentación de esta unidad se realizó en un cinturón de alta energía, con un predominio de las barras sobre los canales, y donde los techos de las barras habitualmente están sometidos a la acción del oleaje y ocasionalmente a la de tormentas.

En esta unidad se reconocen bioconstrucciones de rudistas y restos de bivalvos, miliólidos, serpúlidos, equínidos y ocasionalmente briozoos, ostrácodos, foraminíferos bentónicos y en menor proporción planctónicos, gasterópodos y *pellets* de crustáceos (*favreina*). Su edad, por correlación con zonas cercanas, se atribuye al Coniaciense terminal-Santoniense (FLOQUET *et al.*, 1.982) y es el equivalente lateral dolomitizado de la Formación Calizas de Hontoria del Pinar (véanse Memorias Hojas de Quintana Redonda y Burgo de Osma).

1.4. Terciario

En la Hoja de Berlanga de Duero, los materiales terciarios ocupan prácticamente la mitad septentrional de la Hoja. Se encuentran constituidos por depósitos de origen continental y se desarrollan a partir de los relieves mesozoicos. A su vez constituyen el borde meridional y occidental de la cuenca terciaria de Almazán. Están representados materiales del Palógeno y del Neógeno.

Para su estudio se han tenido en cuenta los trabajos de SÁNCHEZ DE LA TORRE (1.936 y 1.974), que describe el borde meridional conglomerático de la Hoja de Arcos de Jalón (núm. 435) y posteriormente hace un análisis litoestratigráfico de la cuenca de Almazán. También hay que

destacar las cartografías geológicas a escala 1:50.000 de Atienza (433) y Barahona (434).

1.4.1. **Paleógeno**

Como tal se ha considerado una unidad que aparece en el cuadrante Noroccidental de la Hoja, junto a la pista que une la localidad de Fresno de Caracena con Quintanas Rubias de Arriba.

1.4.1.1. *Conglomerados, calizas oncolíticas y brechas calizas (16). Paleógeno.*

Esta unidad litológica se encuentra apoyada en aparente concordancia sobre el «Complejo dolomítico superior» del Cretácico. Es un afloramiento de extensión reducida, tapado por los depósitos clásticos de Neógeno. Aparecen tres términos litológicos bien diferenciados, con un espesor total aproximado de 45 m y que corresponden: a) Un tramo basal constituido por 5 m de conglomerados de bolos de naturaleza calcárea muy redondeadas con centiles de 70 cm y englobados en una matriz arcillosa, a veces están cementados por CO_3Ca . b) Un tramo intermedio carbonático constituido por unos 20 m de calizas grises oncolíticas, mal estratificadas, a veces masivas, que alternan con niveles margosos blancos; la base de los cuerpos presenta cicatrices, probablemente de erosión (canales). c) Un tramo superior constituido por otros 20 m de brechas calcáreas con cemento calizo y niveles de margas blancas con restos de conchas y gasterópodos.

No existen estructuras sedimentarias de interés, sólo cabe destacar ciertas cicatrices internas en el tramo inferior, y bioturbación por algas en los tramos medio y superior.

De la interpretación sedimentológica de esta unidad sólo se puede asegurar el carácter de continentalidad de sus depósitos y el que sus facies han sido depositadas en un régimen de abanico aluvial, con canales colonizados por algas.

Respecto a los fósiles encontrados son escasos y vanales. Tan sólo se han reconocido restos de conchas de gasterópodos de agua dulce, así como también huellas de raíces. La edad que se le atribuye a esta unidad es la de Paleógeno s.l.

1.4.2. **Neógeno**

Este subsistema representa la práctica totalidad del Terciario de la Hoja, a excepción hecha del pequeño afloramiento Paleógeno. Se encuentra constituido íntegramente por depósitos de origen continental y se desarrollan unos a expensas de los relieves mesozoicos, otros, los más modernos, rellenando las zonas deprimidas.

Ocupan en conjunto la totalidad de la escala cronoestratigráfica de este subsistema, desde el Mioceno inferior hasta el Plioceno.

Respecto al análisis litoestratigráfico y de facies se han diferenciado cuatro unidades que describiremos a continuación. Todas ellas en su conjunto, a excepción expresa de las separadas por

cambios granulométricos y/o litológicos, representan cambios, en la horizontal, de su ambiente de depósito, y por consiguiente de sus facies.

1.4.2.1. *Conglomerados, lutitas y areniscas subordinadas (17). Mioceno*

Esta unidad, desde el punto de vista cronoestratigráfico, comprende la totalidad del Mioceno sin y postorogénico del borde meridional de la cubeta de Almazán. Se dispone aflorando según una dirección E-O y NO-SE, en paralelismo con el borde tectónico de la Cordillera Ibérica en esta región.

El espesor de la unidad es difícil de calcular, ya que en la mayoría de los puntos y cortes observados dentro y fuera de la Hoja sólo se han medido parcialmente. Sin embargo, creemos que es muy probable que supere los 100 m.

Por lo que se refiere a su constitución litológica, en los alrededores de Carrascosa de Abajo, así como en el río Talegones, se aprecia una alternancia de cuerpos conglomeráticos de cantos calcáreos, englobados en una matriz arcillosa-arenosa con centiles entre 25 y 35 cm y sobre los que suelen aparecer cuerpos areniscosos rojizos y pardos, de granulometría media a gruesa y de extensión lateral reducida. Todo este conjunto detrítico grueso alterna con abundantes niveles lutíticos, más potentes en la parte superior de la unidad, y que manifiestan procesos edáficos a techo.

En esta región, la unidad manifiesta frecuentes reactivaciones, detectadas por bruscos cambios en la granulometría. Estos cambios (lutitas-conglomerados) son fácilmente reconocibles en la Hoja vecina de Almazán.

Desde el punto de vista sedimentológico, la unidad se organiza en secuencias positivas estrato y granodecrecientes, en las que aparecen bases erosivas con incisiones y rellenos (*cut and fill*), algunas estratificaciones cruzadas en surco y barras de cantos. Todas las secuencias culminan con un desarrollo importante de lutitas a techo. Es frecuente observar cicatrices internas en los cuerpos conglomeráticos, debidas a migración de canales.

En esta zona el conjunto de la unidad se interpreta como una serie de depósitos canalizados en un sistema *braided*, perteneciente a abanicos aluviales coalescentes en facies medias.

En áreas más internas, sobre los depósitos mesozoicos la constitución litológica obedece más a conglomerados y brechas calcáreas, englobadas generalmente en una matriz arcillo-limosa de color pardo-rojiza. Los centiles son superiores a los 40 cm en la base y algo menores en el techo (cerro de Choril, Sur de Carrascosa de Abajo).

En el aspecto sedimentológico, la unidad, presenta estructuras de geometría irregular a masiva y rara vez canalizada. Muestran cierto desarrollo lateral, a modo de mantos (*sheet flow*), con erosiones en la base que obedecen a estructuras de corte y relleno (*cut and fill*). Es también visible la existencia de lentejones lutíticos de escasa extensión lateral, a techo de los cuerpos conglomeráticos.

Su interpretación sedimentológica, por encima de los depósitos del Terciario inferior (Paleógeno), nos lleva a considerar cronológicamente esta unidad dentro del Mioceno s.l.

1.4.2.2. *Arenas, arenas conglomeráticas y lutitas arenosas (18). Mioceno medio-superior*

Esta unidad aflora en el borde septentrional de la Hoja y con mayor entidad en el ángulo Noroccidental de la misma.

Para su caracterización se ha realizado un corte detallado en la proximidades de Navapalos (Hoja de Burgo de Osma, 377) y en dirección a Vilde. El espesor caracterizado es aproximadamente de 110 m.

Litológicamente son facies arenosas constituidas por cuerpos de arenas blancas y rosadas, arenas conglomeráticas con cantos cuarcíticos dispersos y lutitas de tonos rojizos, algo arenosas con nódulos carbonáticos dispersos.

Las secuencias que se observan en la serie son generalmente granodecipientes y los términos gruesos (niveles basales) muestra estructuras del tipo estratificación cruzada en surco y *lag* de cantos en la base de las cicatrices.

Esta unidad es parte de un sistema procedente del E, de carga fundamentalmente arenosa. Muestra paleocorrientes hacia el O y OSO, y representa las facies medias y distales de abanicos aluviales húmedos en régimen de baja sinuosidad.

Desde el punto de vista cronoestratigráfico, por correlación con otras unidades en la cuenca se le asigna una edad Mioceno, probablemente medio a superior.

1.4.2.3. *Margo-calizas, arcillas calcáreas y calizas (19). Mioceno medio-superior*

En la misma serie de Navapalos-Vilde, y por la carretera que discurre entre estas dos localidades, se observa que a techo de la unidad anterior se desarrolla un tramo carbonatado constituido por margo-calizas blancas, arcillas calcáreas y calizas oquerosas de escaso desarrollo lateral.

Estos depósitos que representan la culminación del ciclo sedimentológico de la unidad anterior, son carbonatos que tienen un origen relacionado con precipitaciones secundarias en condiciones subsuperficiales, que originan caliches vadosos freáticos y edáficos. Indica, pues, un episodio de escasa o nula sedimentación terrígena, lo que induce a pensar en una posible interrupción sedimentaria de carácter regional.

Desde el punto de vista cartográfico, es detectable por el resalte morfológico visible en el ángulo Noroccidental de la Hoja y difuminándose hacia el Norte (Hoja de Burgo de Osma), aunque sigue siendo visible hacia el NO y O de la Hoja de Berlanga de Duero (406) (Hojas de Ayllón y de San Esteban de Gormaz).

La edad de esta unidad litoestratigráfica es la misma que posee la unidad anterior, si bien ésta corresponde al techo. Por consiguiente, le asignamos una edad Mioceno medio-superior.

1.4.2.4. *Lutitas calcáreas, arenas y areniscas (20). Mioceno superior*

Esta unidad se apoya discordante, indistintamente sobre la unidad anterior o sobre paleorrelieves mesozoicos (castillo de Gormaz). Representa una fuerte reactivación dentro del sistema fluvial mioceno, observándose en el perfil del castillo de Gormaz un cambio litológico y granulométrico importante respecto a las unidades anteriores.

En el perfil realizado en las proximidades de Quintanas Rubias de Abajo, en dirección al monte Espeso, sobre los depósitos carbonatados de la unidad anterior aparece un conjunto litológico de unos 60 m de espesor de facies arenosas y lutíticas en la que se diferencian dos tramos. Un tramo inferior arenoso, constituido por 5 a 6 m de arenas y areniscas beige, rosas y blancas, con cantos dispersos de cuarzo y cuarcita. Un tramo superior muy potente, de unos 55 m, de lutitas de tonos rojizos, que contienen un amplio desarrollo de caliches y rasgos de hidromorfismo, nodulización y brechificación. Se intercalan niveles arenosos lenticulares de similares características a las del tramo inferior, sobre todo en la parte superior de la unidad. En el perfil realizado en el castillo de Gormaz, la base y el techo de la unidad es de naturaleza conglomerática, con cantos entre 5 y 10 cm de centilo.

Las estructuras sedimentarias que aparecen en la unidad corresponden a estratificaciones cruzadas en surco, granoselección positiva, y *lag* de cantos en la base de las cicatrices. Las secuencias en estos tramos son grandecrecientes. En el tramo lutítico no se aprecian estructuras significativas, salvo la nodulización y brechificación por carbonatos.

Se reconoce que los niveles arenosos que aparecen intercalados en la serie corresponden a un sistema fluvial que proviene del SE hacia el NO claramente transversal a los sistemas de abanicos aluviales, ligados a los afloramientos mesozoicos del borde Sur de la Hoja. La diferenciación de ambos sistemas se establece además por la distinta composición litológica de los abanicos aluviales (cantos carbonatados) y del sistema fluvial (cantos de cuarzo y cuarcita).

La edad de esta unidad ha sido establecida en función de su correlación con otras unidades de similares características de la cuenca, lo que induce a situarla en el Mioceno superior.

1.4.2.5. *Calizas y margo-calizas blancas (21). Mioceno Superior-Plioceno*

Esta unidad, que se considera como tramo carbonatado superior de la unidad detrítica inferior, corresponde morfoestructuralmente con la denominada «Caliza de los Páramos».

Se ha caracterizado a partir de los perfiles realizados en Quintanas Rubias de Abajo, y otra parte, en el castillo de Gormaz. En el primero de ellos se ha podido medir un total de 45 m aproximadamente de carbonatos.

Litológicamente aparecen calizas y margo-calizas de tonos blancos y rosados. Suelen ser micritas y dismicritas, a veces biomicritas de ostrácodos y gasterópodos, así como también aparecen calizas con caráceas. La estratificación de la unidad es irregular. En la base suele ser de nodular a banqueada. En el tramo medio presenta brechificación, para pasar a tramos superiores con

mejor estratificación, en capas y bancos. En la serie del castillo de Gormaz, esta unidad se encuentra constituida por calizas oncolíticas y travertínicas, con gran abundancia de tubos calcáreos. Se intercalan limos con tubos.

Esta unidad se encuentra bastante karstificada en el techo y es frecuente la existencia de pequeñas dolinas.

La sedimentación se ha realizado en un ambiente lacustre-carbonatado en el que aparecen episodios de exposición recurrente (nodulación, brechificación y colonización por plantas). Generalmente, las secuencias comienzan con calizas micríticas (*mudstone*) ligeramente fosilíferas (gasterópodos, estructuras algales, caráceas, ostrácodos), que progresivamente pasan a calizas poco o nada fosilíferas caracterizadas por rasgos de exposición como los anteriormente descritos. La mayoría de las veces las secuencias acaban con un horizonte arcilloso rojizo con diversos grados de encostramiento.

Este tipo de secuencias se interpretan, dentro del propio sistema lacustre, como un cambio desde condiciones lacustres con producción de carbonatos en condiciones de exposición, para terminar con una sedimentación detrítica (aluvial-distal) que en esta zona está en relación con los aportes distales de los sistemas de abanicos meridionales.

Cronoestratigráficamente situamos a la unidad en el techo del Mioceno y probablemente parte del Plioceno, en base a su posición litoestratigráfica.

1.5. CUARTERNARIO

La práctica totalidad de los depósitos cuaternarios se encuentran en las proximidades del cauce del río Duero, excepción hecha de los depósitos existentes en los cauces de arroyos y barrancos afluentes de éste.

Se han diferenciado tres tipos de depósitos en el contexto de la Hoja. Estos son: depósitos de terrazas, depósitos aluviales y derrubios de ladera.

1.5.1. **Gravas y arenas (22). Terrazas. Pleistoceno-Holoceno**

Se incluyen en este apartado los depósitos de terrazas, que de forma continua aparecen en los márgenes del río Duero, a su paso por la Hoja de Berlanga de Duero, entre esta localidad y Vilde. Desde el punto de vista litológico, suelen encontrarse depósitos de gravas cuarcíticas dentro de una matriz arenosa. Es frecuente encontrar limos arenosos de tonalidades ocre y rosadas a techo.

En cortes y pequeños perfiles observados aparecen estructuras típicas del medio fluvial, con estratificaciones cruzadas planares y a veces en surco, barras de cantos e imbricación.

Se reconocen en la Hoja hasta cuatro niveles de terrazas con composición litológica similar y que en el capítulo de Geomorfología se explicará con más detalle. La edad de estos depósitos varía a lo largo de todo el Sistema, es decir, que muy probablemente las terrazas de cota superior

sean de edad Pleistoceno y las de cota inferior, junto con la llanura de inundación, sean de edad Holoceno.

1.5.2. **Depósitos aluviales, gravas, arenas y arcillas (23). Holoceno**

Se incluyen todos los depósitos de origen fluvial y de manera más concreta aquellos que se encuentran próximos al cauce del río Duero, y los que aparecen en la red secundaria (río Talegones, arroyo de la Fuente Arenaza, río Caracena y arroyos de menos importancia).

En líneas generales responden a depósitos fluviales y de llanura de inundación (aluvial).

Litológicamente se encuentran constituidos por depósitos de gravas, arenas y arcillas. Las gravas son generalmente de naturaleza calcárea, como consecuencia de la procedencia de las mismas, esto es, de los relieves mesozoicos meridionales de litología caliza y dolomítica.

La edad atribuida a estos depósitos es más reciente que las terrazas, ya que disectan a éstas, por lo que los situamos en el Holoceno-actualidad.

1.5.3. **Derrubios de ladera: gravas y arcillas (24)**

Estos depósitos se encuentran escasamente representados en la Hoja. Tan sólo se han detectado dos pequeños afloramientos con este tipo de depósitos. El más representativo es el que se encuentra en las proximidades de la localidad de Hoz de Arriba, en el cuadrante Suroccidental.

Son depósitos arcillo-calcáreos (brechas) procedentes del desmantelamiento de la Formación Cuevas labradas.

Morfológicamente presentan una acusada pendiente deposicional y su espesor varía en función de la pendiente.

Existen otras áreas con este tipo de depósito repartidas por la Hoja, pero su representación cartográfica es difícil por su reducida extensión.

2. **TECTÓNICA**

2.1. DESCRIPCIÓN MACROESTRUCTURAL

La Hoja de Berlanga de Duero se sitúa en el borde Suroccidental de la cuenca de Almazán, en su tránsito a la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. El contacto entre ambos dominios es brusco, aunque suavizado y tapado por los depósitos conglomeráticos del Neógeno.

Dentro del marco de la Hoja se observa una estructura clara de borde de cadena que corresponde con el accidente estructural Mosarejos-Lumias, accidente éste de gran continuidad a través de Hojas más meridionales (Barahona, Arcos de Jalón, Milmarcos) y a partir del cual se desarrolla

un mayor espesor en los depósitos aluviales del Mioceno.

El Mesozoico se encuentra plegado y se prolonga hacia el N por debajo de los depósitos neógenos, manteniéndose a profundidades no muy elevadas, de modo que vuelve a aflorar en varias estructuras anticlinales que forman enclaves entre estos depósitos.

El aspecto estructural de todo el Mesozoico aflorante en esta Hoja es el de una serie inclinada hacia el Norte, cuyo término inferior (Triás) aparece en el límite Sur de la misma, el Jurásico en una franja intermedia y el Cretácico en la parte más septentrional, sumergiéndose bajo la discordancia de la base del Neógeno. La estructura en detalle es algo más compleja. Únicamente en las unidades triásicas se aprecia esa estructura monoclinial simple. En el Jurásico y Cretácico, por el contrario, aparecen una serie de pliegues de dirección E a ESE, especialmente densos en el área Sur y Sureste de Caracena. La geometría y estilo de éstos se observan bien en las dos transversales que pueden hacerse a lo largo de la carretera de Carrascosa a Caracena y en la de Recuerda a Sauquillo de Paredes, respectivamente.

Entre Tarancueña (Alto de las Cabezas) y Fresno de Caracena se observa de Sur a Norte:

— Las unidades triásicas en disposición monoclinial en el área de Tarancueña. La disposición perfectamente plana de las capas de Keuper en este área sugiere que el mismo no ha constituido un nivel de despegue efectivo en la cobertera sobre el zócalo.

— El Jurásico de Caracena afectado por varios repliegues hectométricos.

— El Cretácico plegado en sinclinal en la zona de los Altos de Paredes, cuyo flanco Sur aparece conforme con la estructura de conjunto de todo el Mesozoico, mientras el flanco Norte viene determinado por su flexura en la que las capas calcáreas del Cretácico superior llegan a buzarse unos 60°.

— El Jurásico plegado en anticlinal entre los altos de Pendoncillo y Cerradura, al Sur de Carrascosa de Abajo.

— El Mioceno subhorizontal de la parte Norte de la Hoja, bajo el cual, más hacia el Este, aflora la estructura antiformal de Gormaz.

En el flanco meridional del anticlinal de Pendoncillo-Cerradura se observan varios pliegues métricos con vergencia Sur, afectando a un nivel de calizas tableadas y disarmónicas sobre el Lías masivo. Se presentan en dos familias de orientaciones perpendiculares entre sí: una NE-SO y otra NO-SE.

El Mioceno del borde de la cuenca de Almazán se observa en diversos puntos discordantes sobre los pliegues del corte de Caracena. Es a partir de Carrascosa de Abajo, hacia el Norte, donde aflora ya de forma continua y en todo el espesor visible, prácticamente horizontal y dispuesto en *onlap* sobre el flanco Norte del anticlinal Jurásico de Cerradura-Pendoncillo. Hacia el Sur se extiende a lo largo de ambos márgenes del río Caracena.

A la altura de la localidad de Caracena los materiales conglomeráticos de esa edad reposan sobre un relieve erosivo fuertemente encajado en el Mesozoico, de modo que sus capas subhorizontales aparecen claramente oblicuas al contacto.

Entre Recuerda y Sauquillo de Paredes se atraviesan, asimismo, varios pliegues E a ESE, generalmente poco apretados y que afectan fundamentalmente a los materiales cretácicos. Cabe destacar el anticlinal de Galapagares, los repliegues hectométricos existentes al Sur de Nograles y el sinclinal del Cretácico superior que se atraviesa entre ambas localidades citadas. Los buzamientos máximos observados (unos 55°) corresponden al flanco Norte de este último sinclinal. Hacia el Sur la estructura se simplifica y se hace mucho más tabular (Jurásico del puerto de Mojón de la Lastra). Algo más hacia el Este, en el área de Lumias, el Mesozoico, se halla afectado por algunos pliegues notables, fundamentalmente por un anticlinal de dirección N 110° que discurre exactamente al Norte de la localidad citada y por una flexura de dirección N 80° que se extiende al Sur del río Talegonos.

Existe, especialmente a lo largo de toda la parte meridional de la Hoja, una red de fallas importantes que cortan a los materiales mesozoicos, y en mucha menor medida a los terciarios. La dirección dominante parece ser ESE, existiendo asimismo otras fracturas N-S y NE-SO.

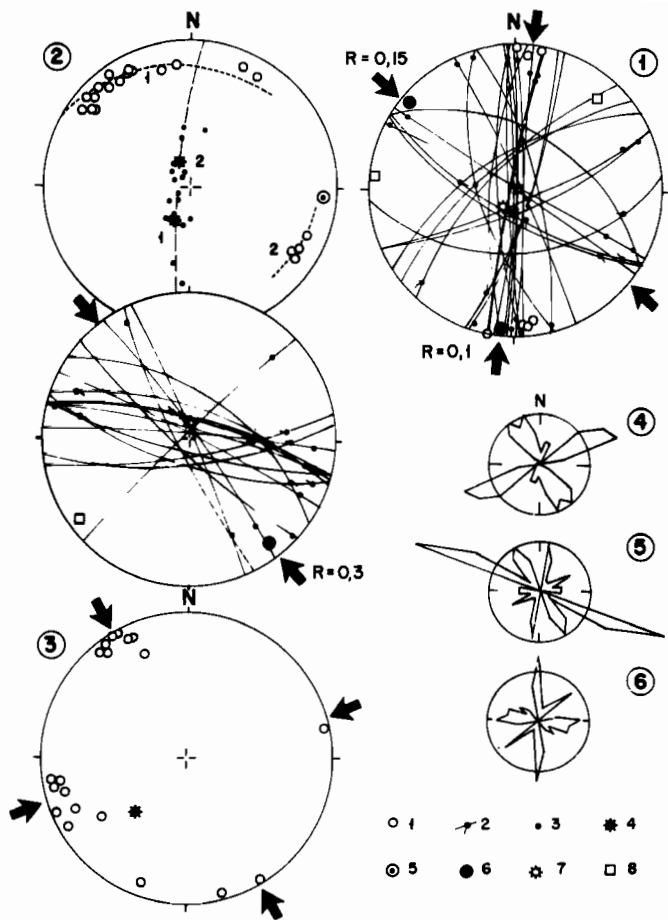
2.2. ANÁLISIS MICROESTRUCTURAL

En esta Hoja se han tomado y analizado datos de microestructuras frágiles (estiolitos y microfallas) en tres afloramientos localizados en calizas mesozoicas (estaciones 1, 2 y 3) con el fin de reconstruir los estados de paleoesfuerzo que caracterizan la evolución tectónica alpina. Para este fin se han utilizado métodos estadísticos tanto de tipo analítico (ETCHECOPAR *et al.*, 1.981) como gráfico (diagrama y-R de SIMÓN GÓMEZ, 1.986 y 1.989). Asimismo, en otras tres estaciones (4, 5 y 6) se ha procedido a la medición de las fracturas que afectan a los materiales del Neógeno. La búsqueda de buenos afloramientos dentro de las capas culminantes neógenas, con el fin de controlar la fracturación que afecta también a éstas, nos ha llevado a situar una de estas estaciones (6) ligeramente fuera de los límites de la Hoja. Los resultados de todo el análisis microestructural se recogen en la figura 6.

2.3. INTERPRETACIÓN TECTÓNICA

La compresión alpina produjo, como rasgo estructural más destacable dentro del ámbito de la Hoja de Berlanga de Duero, el desarrollo de pliegues E-O a ESE que aparecen afectando a los materiales del Jurásico y Cretácico. Tales pliegues deben de estar causados por una compresión próxima a N-S, que también ha sido puesta de manifiesto mediante microestructuras frágiles en dos de las estaciones analizadas. La edad de esta compresión debe de ser esencialmente paleógena, a juzgar por la disposición horizontal que presentan en casi todos los casos, las capas neógenas discordantes sobre los pliegues. Sin embargo, la inclinación observada en los conglomerados basales neógenos de Perera, así como otros datos procedentes de áreas vecinas (ciertos pliegues laxos en el mioceno más inferior al Oeste de Almazán, por ejemplo), sugieren que puede prolongarse ligeramente en el Neógeno.

Este esquema de evolución tectónica contrasta con el que puede reconocerse en el ámbito de la Cordillera Ibérica y en el sector oriental de la Cuenca de Almazán, donde la dirección de



SÍMBOLOS:

- | | |
|---|--------------------------------|
| 1: Pico estilótico | 5: Eje de plegamiento deducido |
| 2: Ciclografía y estría de falla | 6: Eje de esfuerzo máximo |
| 3: Polo de estratificación | 7: Eje de esfuerzo intermedio |
| 4: Polo de estratificación (polo medio) | 8: Eje de esfuerzo mínimo |

Para las estaciones, (4), (5), (6), se representan sendos diagramas en rosa de las fracturas.
El radio de la circunferencia representa 5 fracturas

Fig. 6 Análisis de microestructuras frágiles en las estaciones (1) Mojón de Lastra, (2) Caracena, (3) La Perera, (4) Vilde, (5) Quintanas Rubias, (6) Muela de los Caballeros.

compresión paleógena, responsable de la macroestructura de plegamiento, es precisamente NE a ENE, y donde otra compresión más próxima a N-S (en los casos en que aparece) resulta ser más reciente. Ello indica que durante el Paleógeno, tanto las trayectorias del campo de esfuerzos compresivo como las directrices de los pliegues presentan una variación especial importante entre los sectores oriental y centro-occidental de la Cuenca de Almazán. El primero se halla vinculado a la parte central de la Cordillera Ibérica y desarrolla direcciones de pliegues SE a SSE, mientras el segundo lo está al sector soriano de la cadena y al extremo occidental de la Rama Castellana, donde domina la directriz E-O, y aun localmente la NE. En la cercana Hoja de Soria llega a producirse el tránsito prácticamente continuo entre estas direcciones estructurales.

Al menos durante la mayor parte del Neógeno, predomina en la región un ambiente de calma tectónica, dentro del cual tiene lugar el desarrollo de una extensa superficie de erosión que arrasa las estructuras de plegamiento (superficie de erosión fundamental de SOLÉ SABARIS, 1.978). Dentro del ámbito de la Hoja estudiada, ésta arranca de los relieves meridionales (con cumbres situadas por encima de los 1.300 m), se desarrolla a una cota media entre 1.050 y 1.110 m (que se mantiene constante en las Hojas vecinas hacia el Norte y el Este), y es correlativa de los niveles de Facies Páramo que colmatan la cuenca de Almazán.

Aún dentro de esa ausencia de grandes fenómenos diastróficos, durante el Neógeno se produce una fracturación que afecta a los materiales de esa edad, y que a escala de afloramiento está representada por sistemas de diaclasas relativamente densos. Estas fracturas deben de estar sin duda relacionadas con los procesos distensivos que caracterizan la evolución tectónica tardía de la Cordillera Ibérica y la Meseta. El patrón de fracturación que parece apreciarse, conformado por parejas de familias mutuamente perpendiculares, coincide con el que se muestra en otros muchos puntos de la Cordillera Ibérica y de la Depresión del Ebro (SIMÓN GÓMEZ, 1.989).

3. GEOMORFOLOGÍA Y NEOTECTÓNICA

La Hoja de Berlanga de Duero (405) se sitúa próxima al Sur de la provincia de Soria, en la zona meridional de la cuenca de Almazán, incluyendo el borde de ésta. Ocupa una zona de transición entre el valle del río Duero, que constituye su margen septentrional, y las sierras de Las Cabras y de la Pela, cuyas estribaciones septentrionales comienzan al Sur de la Hoja.

La red fluvial está constituida por el río Duero y sus afluentes por la izquierda: Talegones, Fuente Arenaza y sistema Caracena-Tielmes. El Duero penetra por el ángulo Nororiental con dirección NE-SO, y recorre luego con dirección E-O el borde septentrional de la Hoja, para salir en dirección N por su zona central, después de describir un ángulo de 90°. El río Talegones nace al Sur, fuera de la Hoja, recorriéndola de Sur a Norte por su borde oriental. El arroyo de Fuente Arenaza nace en su borde Sur (Zona Central) y se dirige hacia el Norte. El sistema del río Caracena-Tielmes nace en la Sierra de La Pela (al Sur) fluyendo del mismo modo hacia el Norte. Existen otras corrientes menores que nacen dentro de la Hoja y presentan flujos esporádicos hacia el Duero. El sistema fluvial presenta un marcado encajamiento en los sedimentos mesozoicos y terciarios, formando profundos (hasta 150 m), escarpados y angostos tajos en clara sobreimposición al conjunto sedimentario que le sirve de sustrato.

Orográficamente se diferencian tres conjuntos fisiográficos:

- a) Cerros elevados que con alturas superiores a los 1.200 metros salpican el tercio meridional de la Hoja;
- b) Parameras que declinan hacia el Norte, y forman un paisaje más extenso; y
- c) El amplio valle del Duero en la zona septentrional, donde sobresalen varios cerros-testigo labrados en sedimentos miocenos.

3.1 RELIEVES RESIDUALES SOBRE EL SUSTRATO MESOZOICO

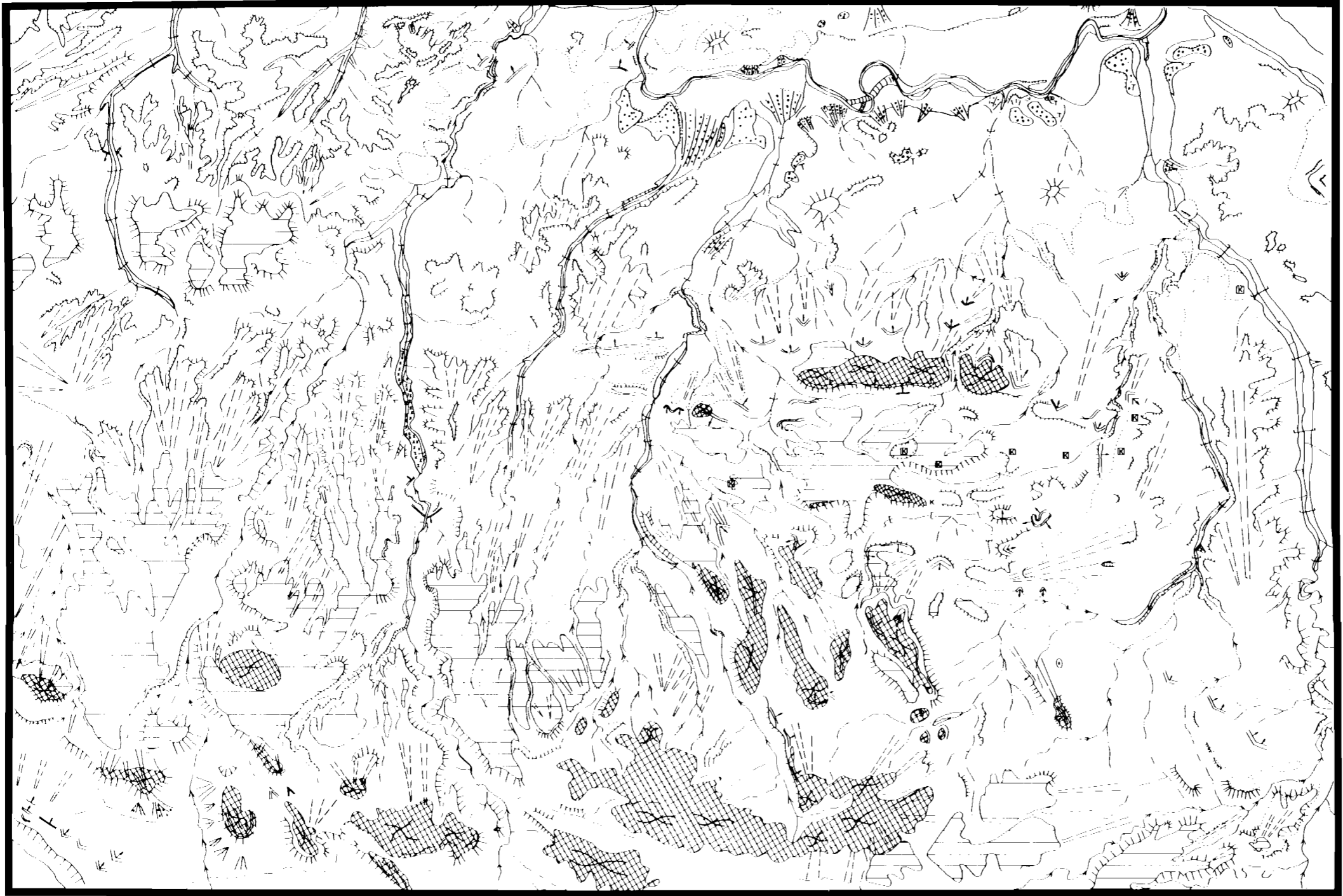
Dentro de éstos se reconocen dos tipos:

- a) aquellos que nunca han sido cubiertos por Neógeno
- b) los exhumados con posterioridad al depósito del Neógeno

El primer tipo se encuentra limitado a la faja meridional de la Hoja, constituyendo montes-islas degradados por la erosión sufrida durante buena parte del Terciario hasta la actualidad. Las formas son abarquilladas invertidas y suelen estar impuestas por la estructura del sustrato. La edad de estos relieves es difícil de precisar, si bien es seguro que es anterior a la superficie de erosión finineógena, la cual forma un ángulo con la rampa de acceso a aquéllos. Este hecho explica la existencia previa de unos relieves (relieves residuales). Los mejor definidos se localizan a lo largo de la zona que une las localidades de Nograles y de Carrascosa de Arriba, y su cota más baja suele superar los 1.200 metros de altura. Ejemplos de estos relieves se encuentran en las siguientes cordenadas UTM: 955782; 930772; 970765; 994755; 025775.

El segundo tipo está representado ampliamente en los dos tercios superiores de la Hoja donde la erosión de la serie neógena deja al descubierto el sustrato mesozoico. Este muestra a veces, sobre todo en la franja septentrional, una exhumación reciente por lo que preserva gran parte de su morfología fosilizada. El tiempo de exhumación pudo haber comenzado con el inicio de la superficie finineógena que será tratada en el siguiente apartado.

En diversos puntos (contacto Cretácico-Mioceno en el camino de Paones a Brías y en la desviación a La Pereda), se observa una alteración del zócalo mesozoico que ha sido fosilizada por los depósitos del Mioceno medio y superior. La alteración observada consiste principalmente en una karstificación que forma cavidades verticales centimétricas a decimétricas, visibles a lo largo de varios metros de espesor. Su relleno es polifásico, haciéndose por medio de costras laminares, que engloban fragmentos del encajante, y depósitos *espeleotémicos*, tanto químicos como detríticos. Recubriendo al contacto entre el Mesozoico y el Mioceno se aprecian costras acintadas que pueden penetrar a lo largo de grietas del zócalo carbonático mesozoico. Esta alteración es similar a la descrita con más detalle en la memoria de la Hoja número 377 (Burgo de Osma).



- I RELIEVES RESIDUALES**
 - Sobre sustrato mesozoico (preneogeno)
 - No cubierto por neogeno (nunca cubierto por el mioceno medio-superior)
 - Exhumados
 - Superficie de erosión linnégena
- II MORFOLOGIA Y DEPOSITOS CUATERNARIOS**
 - Canales fluviales
 - De flujo continuo
 - De flujo intermitente
 - Abandonado
 - De avenida
 - Llanuras de inundación
 - Terrazas
 - Travertinos
 - Conos y abanicos aluviales
- III OTROS RASGOS MORFOLÓGICOS**
 - Valles
 - En "V"
 - De fondo plano
 - Cerro testigo
 - Escarpes
 - Superficie estructural resistente a la erosión de los 980-990 metros
 - Glacis pedimentos y rampas de erosión
 - Monte isla
 - Karstificación
 - Fallas
 - Contacto mesozoico mioceno
 - Capas duras en inclinaciones



3.2. LA SUPERFICIE FININEÓGENA

Constituye el principal rasgo morfológico de la Hoja, apareciendo representada en su parte central, donde forma un extenso replano roto por la red de afluentes del Duero por la izquierda. Su pendiente media oscila en torno al 10 % y su posición topográfica abarca desde los 1.260 metros en su enraizamiento meridional hasta los 1.090 metros aproximadamente en su ángulo Noroccidental (proximidades de Quintanas Rubias de Abajo).

El nacimiento de este pedimento está marcado por un cambio de pendiente (*knick*) desde las superficies de mayor inclinación, correspondientes a los relieves residuales y montes-isla degradados, al propio pedimento. La penetración hacia el Sur (aguas arriba) de éste en forma de cuña coincide con la red de drenaje actual, lo que sugiere que ésta aprovecha en parte las incisiones creadas durante el desarrollo de la superficie finineógena.

Esta superficie bisela el conjunto plegado Cretácico y los depósitos del Mioceno superior, como puede verse entre Carrascosa de Abajo y Caracena. En Quintanas Rubias de Abajo, arrasa capas calizas que se correlacionan con una serie equivalente situada al Oeste (Hoja de Ayllón) y que ha sido asignada al Mioceno superior o tal vez Plioceno (ARMENTEROS, 1.986). Por estas razones se piensa que esta superficie tiene una edad Finineógena. Correspondería a la superficie M2 de SCHWENZNER (1.937), de edad post-Pontiense, y a la superficie C de GLADFELTER (1.971), la cual es, según este autor, posterior a la deformación Rodánica. Asimismo, esta superficie es la definida como «superficie superior» por MOLINA y ARMENTEROS (1.986), en el sector meridional de la cuenca de Almazán.

La característica más sobresaliente relacionada con la génesis de esta superficie es la existencia de un proceso kárstico relicto cuando se asienta sobre sustrato carbonatado (Mesozoico y Mioceno). Aquél dio origen a tubos kársticos verticales de varios centímetros de diámetro y a cavidades irregulares de varios decímetros de anchura, que se rellenan con «terra rosa», en ocasiones cementada. Otros rasgos kársticos superficiales, como dolinas y diversos tipos de *Karren*, no corresponden a la superficie y representan rasgos más recientes. Actualmente se observa en superficie un proceso de isohumización sobre los depósitos de «terra rosa».

3.3. APLANAMIENTOS MÁS RECIENTES

Existen diversos replanos de carácter erosivo y escasa extensión. Algunos se relacionan con una pedimentación local que ha sido rota por la red actual, como es el caso del replano que divide el arroyo de Valhondo al SE de Villanueva de Gormaz (coordenadas UTM 960900 y 973885), cuya altitud es de 1.030 metros. Otros replanos muestran un control estructural, y entre ellos cabe destacar los que coronan a una altitud de 1.050 metros los cerros testigos de Morales (0644906), Recuerda (015903) y Gormaz (993937), y el que se sitúa a una altura de 980-990 metros en el ángulo noroccidental de la Hoja (al Norte de una línea que une Fresno de Caracena con Quintanas Rubias de Abajo).

En el caso de los cerros-testigos el sustrato es un travertino mioceno (no debe confundirse con un depósito Cuaternario). Para el nivel de los 980-990 metros el control estructural es ejercido

por un nivel calizo bastante continuo al Oeste de Vildé, que se continúa en las Hojas adyacentes (en la de Ayllón, 404, se observa un arrasamiento correlacionable en la localidad de Atauta), y que se labra sobre el citado nivel calizo y contiene cantos cuarcíticos; éstos presentan un corte de rubefacción. La asignación de replano a una superficie morfológica no está totalmente probada, como tampoco puede atribuirse a un nivel de aterramiento, aunque los restos de terrazas más altas (890 m) se encuentren en la misma zona y a la misma altura.

3.4. MORFOLOGÍA FLUVIAL

3.4.1. Río Duero

El río Duero presenta un trazado sinuoso de 18 km en la parte Norte oriental de la Hoja. Su anchura oscila entre 30 y 80 metros. Por lo general, en su estado de flujo normal, discurre por un canal de sección rectangular que se halla excavado en otro de sección idéntica pero mayor, y que es utilizado por el río en las etapas de fuertes avenidas. Es en esos momentos, actualmente muy raros dado el control hidráulico del río, cuando éste puede llegar a desbordarse e inundar una ancha (hasta 2 km) vega que se sitúa a 890 metros, 4-7 metros sobre el nivel de flujo normal. Las arenas y finos (limos y arcillas) de desbordamiento muestran perfiles edáficos pardos (luvisoles) que resultan de la evolución de un suelo aluvial.

En esta llanura de inundación pueden reconocerse canturrales dispersos y antiguos cauces abandonados del río Duero. La composición de estos canturrales muestra un predominio de los cantos silíceos, aunque localmente, y coincidiendo con la desembocadura de sus afluentes por la izquierda (arroyos de Valhondo y Fuente Arenaza y río Talegones), existe una componente notable de cantos de calizas mesozoicas. La asimetría de la llanura de inundación a ambos lados del Duero denota el continuo desplazamiento de su curso hacia el Sur en sus estadios más recientes.

Un pequeño escalón de 2 metros da paso a un nivel de terraza que se sitúa a unos 893 metros. Se encuentra desigualmente representada, y sus mejores afloramientos se localizan al Norte de La Aguilera (UTM 088937) y al Este de Recuerda (UTM 984923). Presenta un espesor máximo visible de 2,5 metros y en los cantos predomina la composición cuarcítica. La carga conglomerática presenta, de forma generalizada, estratificaciones horizontales con imbricación de cantos. Esta organización y otros rasgos sedimentológicos sugieren una dinámica fluvial similar a la de un río trenzado, donde está generalizado el desarrollo de barras longitudinales.

Con un escalón de unos 7-8 metros sobre la terraza anterior se desarrolla el nivel de terraza de los 900-905 metros, el mejor definido del sistema del río Duero. Los cantos son de naturaleza silícea (cuarcitas fundamentalmente), algunos son de calizas mesozoicas, y el centil alcanza los 40 cm.

La tercera terraza se sitúa a 920 metros y está poco desarrollada. Se localiza a lo largo de una línea que une las localidades de Aguilera y Recuerda. Está compuesta por cantos de cuarcita y alguno de cuarzo, y el centil es de 10 cm.

El siguiente y más alto nivel conservado de terraza se sitúa a los 990 metros. Se ha observado

en dos localidades: entre Recuerda y Morales (UTM 032913) y al Oeste de Vildé (UTM 929941). La composición de cantos está constituida por un 70 % de cuarcitas, un 25 % de cuarzo y el resto por cantos de areniscas y calizas mesozoicas; el centil es de 23 cm.

3.4.2. La red secundaria

Está constituida por el río Telegones (margen oriental), arroyo de la Fuente-Arenaza centro de la Hoja), el sistema de los ríos Caracena-Tielmes (margen occidental) y un conjunto de arroyos de menor importancia. La mayor parte del drenaje de esta red secundaria se efectúa de Sur a Norte, hecho que ha obligado en numerosas ocasiones a la superposición de sus cursos al Mesozoico plegado, el cual presenta, en general, ejes de plegamiento transversales a aquéllos. Los tres principales flujos citados suelen desarrollar llanuras de inundación en sus trayectos finales; en el resto de su trazado éstas son inexistentes o muy poco desarrolladas. En cuanto al perfil de sus valles se observan básicamente dos tipos: 1) perfil en «V», está bien marcado cuando el curso corta sucesiones carbonatadas del Jurásico y Cretácico; 2) perfil de artesa, desarrollado en los tramos en que atraviesa depósitos detríticos del Triásico (al Suroeste), Cretácico y Neógeno (al Este y en la mitad Norte de la Hoja) y en los tramos finales.

La pendiente de los cauces varía entre 8 y un 17 %, predominando el primer extremo en el curso inferior y el segundo en el superior.

El río Caracena, por su parte, presenta a la altura de Carrascosa de Abajo y a lo largo de un tramo de 3 km, un encajamiento de 6 a 8 metros en un antiguo nivel de terraza. En las paredes verticales formadas por el encajamiento se aprecia un depósito con estratificación horizontal, en el que se observa un predominio de los niveles travertínicos sobre los terrígenos, hasta el punto de ser casi exclusivos en algunos cortes. Los travertinos suelen presentarse laminados y algunos niveles muestran tubos verticales. Están escasamente cementados e incluyen conchas de gasterópodos. La génesis de estos depósitos y su notable espesor (hasta 8 m) sugiere una escasa subsidencia del nivel de base del río y probablemente unas condiciones climáticas algo más cálidas que las actuales. Como curiosidad, cabe mencionar que estos travertinos, aunque de aspecto tobáceo y poco cementados, se han empleado en la construcción de fuentes, pozos y canalizaciones, ya que su contacto con el agua los endurece con el tiempo.

3.5. OTRAS FORMAS DE RELIEVE

En este apartado se pasa revista a un conjunto de morfologías que, aunque pueden llegar a ser frecuentes, son de menor trascendencia.

3.5.1. Formas de erosión

Aquí se encuadran glaciares, cerros-testigo, morfologías periglaciares y rasgos de karstificación.

Los glaciares y rampas de erosión presentan pendientes que varían entre unas pocas unidades y un

50%. Son superficies de enlace entre diversos aplanamientos o entre un aplanamiento y un valle, y, en general, son desnudos. Su edad es bastante reciente, sobre todo cuando están directamente relacionadas con la red fluvial.

El desarrollo de cerros testigo tiene lugar en la proximidad del río Duero y sobre el sustrato mioceno subhorizontal. En los tres casos descritos anteriormente están coronados por una caliza travertínica fuertemente cementada, factor que ha obstaculizado su erosión. El modelado está ligado al encajamiento de la red de drenaje fluvial.

Las morfologías periglaciares se han observado en los relieves que superan los 1.050 metros. La más característica se desarrolla sobre un sustrato carbonatado, donde los procesos de gelifración han generado un pavimento de cantos angulosos. Éstos muestran en ocasiones una ordenación de tamaños, los cuales varían desde 1 cm a más de 7 cm. Se han observado bloques decimétricos resquebrajados en diversos grados según grietas reticulares. Aunque estas acciones pueden ser relictas, en la actualidad pueden seguir actuando.

Las karstificaciones de origen cuaternario se presentan en forma de *karren* con relieve, centimétrico a decimétrico, y de suaves dolinas de pocos metros de diámetro. La acción del proceso cárstico se suma a la del modelado periglaciario, constituyéndose un mecanismo eficaz para rebajar el relieve.

3.5.2. Formas de acumulación

Entre ellas destacan los abanicos aluviales y los pequeños conos aluviales. Los primeros se desarrollan en la desembocadura de los ríos y pequeños arroyos del sistema de drenaje del río Duero, solapando en buena parte la llanura de inundación de éste. Su depósito es originado por la deceleración del flujo de aquéllos causada por la expansión de éste cuando sale del confinamiento a que está sometido en el valle. El hecho de que no siempre se observe su geometría y características texturales con claridad debe achacarse al retrabajado efectuado por el río Duero en sus épocas de inundaciones. Los abanicos mejor desarrollados se encuentran al final de los arroyos de Fuentes Arenaza y de Valhondo (próximos a Recuerda).

Los conos aluviales representan pequeñas acumulaciones de pie de pendiente. Su pequeño tamaño ha hecho que su representación en la cartografía haya sido, por lo general, evitada. En algunos casos se han observado derrubios ordenados («*grézes liteés*») de origen periglaciario (UTM 018802 en las proximidades de Sauquillo de Paredes, altitud 1.220 m). Éstos presentan una alternancia de capas conglomeráticas. Los cantos suelen presentar una inclinación a contrapendiente, y las capas conglomeráticas que los contienen muestran formas lenticulares.

3.6. NEOTECTÓNICA

Diversas observaciones indican la existencia de una actividad tectónica durante los últimos tiempos neógenos. El suave plegamiento de las calizas superiores al N de Quintanas Rubias de Arriba y de Abajo resulta biselado por la superficie finieógena, hecho que sitúa el plegamiento entre la sedimentación de los depósitos del Mioceno superior o Plioceno (?) y la formación de la superficie

atribuida en esta memoria a una etapa de finales del Neógeno. Es probable relación con esta fase de plegamiento está la formación de un diaclasado similar observado en la Hoja de Burgo de Osma. El mismo está constituido por grietas subverticales de trazado bastante recto, con una anchura de 5 a 40 cm. Presentan rumbos aproximados de dirección E-O, y se rellenan con una empalizada doble (en ocasiones el relleno es más complejo) de macrocristales (hasta 20 cm de longitud) de calcita con terminaciones en diente de perro hacia el centro de la grieta. Se considera que el diaclasado podría estar relacionado con el plegamiento por el hecho de que afecta a niveles altos de la serie mio-pliocena (?). Su formación pudiera deberse al resquebrajamiento que los movimientos de bloques del zócalo causan en la cobertera terciaria. Se han comprobado que las direcciones ONO-ESE de las diaclasas coinciden aproximadamente con la línea que une las zonas en que se ha observado el diaclasado.

Más recientemente, otros hechos indican la existencia de movimientos cuaternarios. El río Duero ha experimentado en época reciente un desplazamiento de su cauce hacia el Sur a través de su llanura de inundación, lo que ha originado una sección asimétrica del valle con más pendiente en su margen meridional. Este rasgo es bien patente en la Hoja de Burgo de Osma entre las localidades de Navapalos e Inés. Además, se aprecia un buen desarrollo de abanicos aluviales en la desembocadura de los afluentes por ambos márgenes y posteriormente un importante encajamiento del cauce en la llanura histórica de inundación (hasta 7 metros). Estas consideraciones hacen pensar en la existencia de una desnivelación de bloques del zócalo a lo largo de una dirección aproximada E-O, que es aprovechada por el río Duero. Por su parte, el río Caracena, a la altura de Carrascosa de Abajo, presenta un fuerte encajamiento (8 metros) en los depósitos travertínicos formados en una etapa anterior. Esta situación indica un cambio brusco en el comportamiento del río: de la agradación vertical de sucesivas capas de travertinos (nivel de base poco subsidente) al encajamiento por acción erosiva predominante (nivel de base más subsidente). En consecuencia, se da un hecho similar al anterior, postulándose una actividad tectónica muy reciente.

4. HISTORIA GEOLÓGICA

Para comprender la Historia Geológica de una Hoja a escala 1:50.000, es necesario incluirla dentro de un amplio contexto regional, ya sea tectónico, sedimentológico o paleogeográfico. Es por esto que al describir este capítulo tengamos en cuenta que la Hoja de Berlanga de Duero (405) se encuentra situada entre dos claros dominios. De un lado, los relieves estructurales de la Cordillera Ibérica, con materiales de edad mesozoica, y del otro de la Depresión o Fosa Terciaria, denominada cuenca de Almazán. Ambas con estilos y características geológicas muy propias, pero con una estrecha relación tectosedimentaria.

De la Cordillera Ibérica diremos que es una cadena de tipo intermedio, cuyo mayor desarrollo tuvo lugar durante la orogenia Alpina. Su evolución tectosedimentaria está suficientemente influenciada por ella. Sin embargo, se ha de tener en cuenta que los movimientos producidos durante esta orogenia han sido reactivaciones de los existentes en la orogenia Hercínica. Ambas conforman una superposición de estilos que para la Cordillera Ibérica se conocen como de «zócalo» y de «cobertera».

En la Hoja de Berlanga de Duero la Historia Geológica comienza con los depósitos de cobertera, concretamente con los depósitos del Triásico superior en Facies Buntsandstein que marcan el inicio del Mesozoico y la aparición del estilo alpino.

En la región a la cual pertenece esta Hoja la Facies Buntsandstein se deposita en una cuenca continental distensiva originada a partir de un proceso de *rifting*, y en el que la falla de Somolinos tiene una importancia relevante (Hoja de Atienza núm. 433) durante el Carbonífero y Pérmico. Este proceso es controlado por una tectónica de bloques que da lugar a fuertes cambios en los espesores de esta facies; cambios detectados en la proximidad de la Hoja de Ateca número 437 (Umbral de Ateca), con una fuerte reducción en el espesor. O por el contrario, un fuerte aumento en los alrededores de Molina de Aragón (Hoja de Molina de Aragón, núm. 489).

La relajación progresiva de la actividad tectónica durante la sedimentación diferencial poco acentuada en la región que ocupa la Hoja, conduce paulatinamente a la entrada del mar y a la colmatación de la cuenca por episodios marino-lagunares representados por la Facies Muschelkalk. Esta forma en el conjunto de la Cordillera Ibérica un gran ciclo transgresivo-regresivo, que en la Hoja de Berlanga tan sólo queda representado por unos escasos niveles margocalcáreos de poca potencia. Este último aspecto es debido a la proximidad del continente (Sistema Central) y el aporte casi constante de depósitos siliciclásticos a la cuenca, dificultando la instalación de medios más tranquilos.

Por último, la evolución y sedimentación de la cuenca triásica culmina con la instalación de medios supramareales y ambientes salobres *sebkhas*, que dan paso a la denominada Facies Keuper.

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

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

El Liásico medio culmina con la instalación de un *lagoon* extenso, cerrado y protegido del mar abierto por barreras bioclásticas que a su vez hacen de frente al mar abierto. Este período viene representado en la Hoja por las formaciones «Margas Grises 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, producido en parte por la fragmentación de la plataforma y, por consiguiente, la aparición de facies carbonáticas de mar abierto (Formación «Alternancias de Calizas y Margas de Turmiel»). Estas condiciones se generalizan durante el Dogger. En este período vuelve a aparecer otra elevada tasa de producción de carbonatos representada por la Formación

carbonatada de Chelva, escasamente representada en la Hoja (Aaleniese-Bajociense), pero de interés paleogeográfico importante para estas latitudes de la Cordillera Ibérica. Con estos depósitos termina, al menos, la sedimentación carbonática del Jurásico en la Hoja y comienza el ciclo erosivo del Cretácico inferior.

La finalización del ciclo Jurásico se caracteriza por la aparición en la Cordillera Ibérica de una fuerte reactivación que configura a ésta en un conjunto de *horst y graben*, controlados por las fracturas posthercínicas. Sobre este edificio ya instalado, y después de un largo período de tiempo, equivalente a la laguna existente entre el Dogger y el Cenomaniense inferior, aparecen los depósitos diacrónicos y siliciclásticos de la Formación Arenas de Utrillas, que se apoyan en discordancia sobre distintas formaciones del Jurásico inferior y medio. Esta formación actúa de regulador y uniformizador del paleorrelieve preexistente.

Para esta Hoja, el hecho de que esta formación no aparezca sobre el Triásico, a diferencia de otras áreas algo más alejadas, induce a considerar que durante la sedimentación de la Formación Utrillas los terrenos triásicos estaban levantados.

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

La etapa inicial del Ciclo Trangresivo corresponde a la Formación de Calizas, margas y arenas de Moral de Hornuez. Esta formación se deposita en un ambiente de plataforma interna protegida, próxima al continente y a la que llegan esporádicos aportes detríticos.

Una posterior generalización del medio marino mediante la instalación de una plataforma interna con distintos ambientes da paso a la sedimentación de la Formación de Calizas nodulares de Hortezielos, que marca el índice mayor de marinidad del Cretácico superior carbonatado en esta región.

El ciclo Senoniense s.l., representado por la Formación Calizas y dolomías de Castrojimeño y Calizas dolomíticas de Caballar, significa el inicio del proceso regresivo en la región. La evolución de este ciclo comienza con depósitos de plataforma interna somera, representada por secuencias de somerización y emersión en condiciones de aridez. Por encima, aparecen depósitos de plataforma submareal de alta energía ordenados en secuencias de somerización «*shallowing upward*» que indican una tendencia a la regresión, aunque los depósitos marginales y continentales con que termina el ciclo Cretácico en otras áreas aquí no son visibles.

La aparición del ciclo Terciario se caracteriza por una fuerte reactivación e inversión tectónica, que tiene lugar a finales del Cretácico superior y a todo lo largo de la Cordillera Ibérica. Ésta pasó de ser un surco sedimentario complejo con subsidencia en régimen extensional, a configurarse como un área emergida y sometida a una fuerte compresión, mediante pliegues y cabalgamientos. Estas deformaciones, producto de numerosas fases de compresión, configuran la sedimentación continental entre el Paleoceno y el Mioceno inferior, en cubetas individuales que se rellenan por depósitos clásticos de origen continental (cuenca de Almazán).

Durante este período, la evolución del área condiciona la sedimentación de tal manera que cada impulso tectónico ocasiona la aparición de una nueva facies que da lugar a una sucesión de unidades tectosedimentarias (UTS) separadas entre sí por claras discordancias.

Durante el Paleógeno se originan la primera y segunda unidad sintectónica con la compresión Pirenaica. Estas unidades se encuentran representadas en la Hoja por dos pequeños afloramientos situados en el cuadrante Noroccidental sobre los depósitos del Cretácico superior.

Hasta el Mioceno inferior no existe registro sedimentario en la Hoja, sin embargo, entre la anterior etapa y ésta se han producido en la cuenca reactivaciones y diastrofismos en los períodos Oligoceno inferior y Oligoceno superior. Estos movimientos, responsables de una fuerte compresión, que origina fuertes plegamientos (Fase Neocastellana), dan lugar a formaciones conglomeráticas representadas en Hojas más septentrionales y orientales. A partir de aquí comienzan a instalarse unas nuevas condiciones de carácter netamente distensivo, que dan paso a una nueva cuenca sedimentaria que empieza a rellenarse por materiales de edad Neógena. En su inicio estas condiciones son paulatinas y supuestamente deceleradas, dando lugar a depósitos de abanicos aluviales que afloran en el borde de la cuenca y ampliamente representados en esta Hoja.

Durante el Mioceno medio y superior el factor tectónico juega un papel muy atenuado, por lo que habría que recurrir a factores de índole climática que ocasionan movimientos eustáticos, hecho que explicaría en gran medida las colmataciones y reactivaciones que se producen en las cuencas neógenas, representadas por cambios secuenciales en la sedimentación. Éstos son visibles en el ámbito de la zona de estudio, mediante tránsitos bruscos en la granulometría y/o litología.

Durante el Plioceno se mantienen idénticas condiciones paleogeográficas, si bien existe un ligero aumento en la actividad tectónica (siempre de carácter distensivo), que se refleja con la aparición de la Fase Iberomanchega (AGUIRRE *et al.*, 1.976), cuyo registro es fundamentalmente de abanicos aluviales, discordantes sobre el resto de las formaciones infrayacentes. Este registro tiene un reflejo distal en las superficies carbonáticas de los «páramos», que a su vez sirven de superficie geomorfológica fundamental en la cuenca de Almazán.

Posteriormente el Cuaternario se instala sobre esta superficie creando una morfología de cerros, parameras y valles fluviales de amplio desarrollo, como sucede con el río Duero.

5. GEOLOGÍA ECONÓMICA

5.1. MINERÍA Y CANTERAS.

En este capítulo se ha de reseñar que son escasos, o casi nulos, los recursos mineros que existen dentro de la Hoja. No así los referentes a recursos canterables en los que cabría destacar la existencia de numerosas explotaciones de calizas y arenas, aunque en su mayoría están hoy día abandonadas, o su uso se limita a necesidades de poca importancia. Estas canteras se centran en dos tipos de materiales:

a) Canteras de piedra caliza, explotadas en las formaciones liásicas (Formación Alternancia de

calizas y dolomías de Cuevas Labradas) y en las dolomías y calizas del Cretácico superior (Formación Dolomías de Castrojimeno). Su situación queda restringida a los cuadrantes meridionales de la Hoja, en concreto cerca o en las proximidades de las actuales vías de comunicación, tales son los casos de las canteras existentes en el cruce de la carretera de Recuerda a Retortillo de Soria con la carretera a Lumias y Arenillas, o las canteras que existen en la carretera de Berlanga de Duero a Paones. Su utilización, más bien escasa, ha servido como material aglomerante de asfalto y su uso ha sido local.

b) Canteras de arena o arenosas, están repartidas a lo largo y ancho de los depósitos arenosos del Mioceno superior. Suelen ser explotaciones muy pequeñas y sin ningún tipo de maquinaria, tan sólo son utilizadas para material de construcción en las distintas poblaciones dispersas por el Norte de la Hoja.

5.2. HIDROGEOLOGÍA

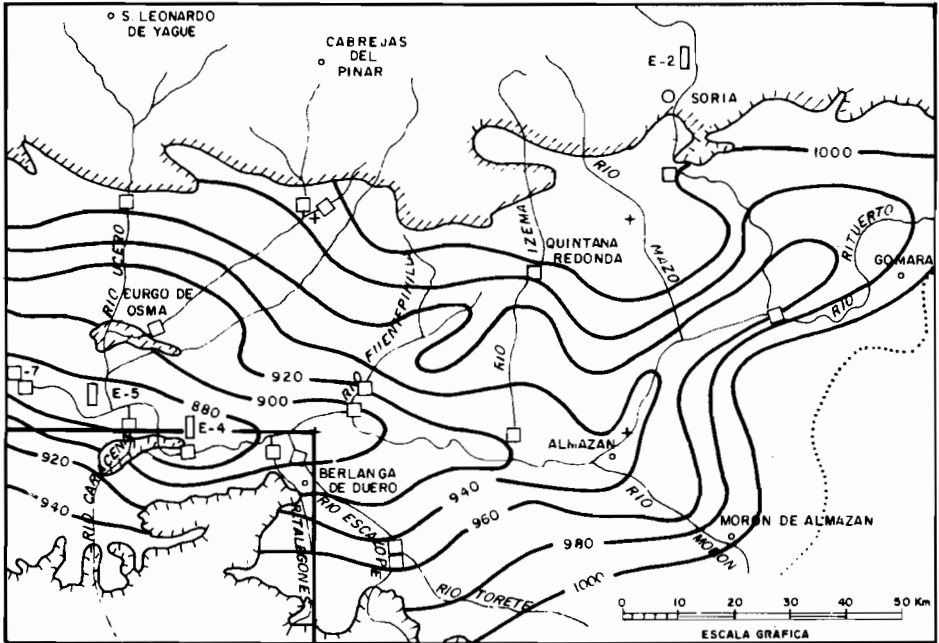
La totalidad de la Hoja pertenece a la cuenca del Duero, río que discurre de Este a Oeste por su parte Noroccidental. Otros cauces superficiales que recibe el río Duero por su margen izquierda son los ríos Escalote, Talegonos y Caracena, y algunos arroyos como los de Valdepozuelos, Fuente Arenaza y del Molino (figuras 7 y 8).

Hidrogeológicamente pueden distinguirse dos grandes unidades: Los materiales mesozoicos situados al Sur, y los materiales terciarios y cuaternarios que afloran en la zona Norte y oriental recubriendo el zócalo mesozoico con espesores que alcanzan, en ocasiones, valores superiores a los 200 m. El zócalo aparece además en afloramientos aislados rodeados por los materiales detríticos terciarios (figura 8).

Dentro de las formaciones mesozoicas, las que tienen más capacidad para constituir acuíferos importantes son las correspondientes a los últimos tramos del Cretácico superior y los depósitos del Jurásico inferior. Ambas formaciones, de naturaleza calcárea y una gran permeabilidad secundaria incrementada por fenómenos de karstificación, se encuentran, en líneas generales, separadas por abundantes formaciones margosas de escasa o nula permeabilidad.

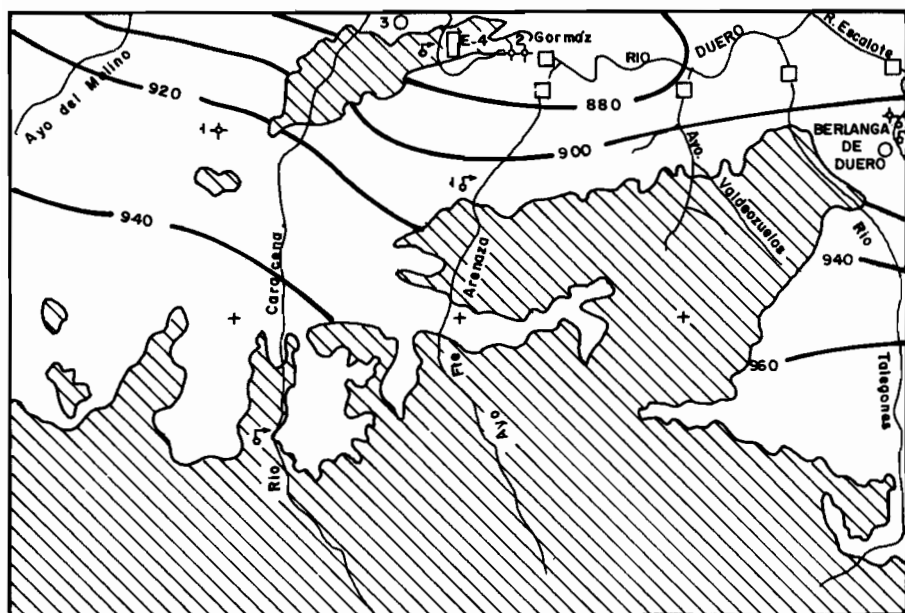
El funcionamiento de estas unidades acuíferas es muy complejo, ya que aunque el flujo regional de agua subterránea tiene una componente principal S-N, los flujos a nivel local son muy difíciles de establecer debido a la intensa tectonización de los materiales, que pueden dar origen a diferentes acuíferos independientes. Estos acuíferos se drenan fundamentalmente a través de fracturas o en los contactos con el basamento impermeable, dando origen a manantiales importantes. En algunos casos, afloramientos mesozoicos al Oeste de Gormaz, llegan en ciertas temporadas del año a caudales de hasta 1 m³/seg, si bien, por lo general, son menores y además, como ya se ha indicado, están muy influidos por el régimen pluviométrico anual e incluso estacional. Existe además una descarga subterránea hacia el Terciario en los bordes, aunque en los afloramientos aislados situados al Norte, esta conexión hidráulica puede invertirse y servir los materiales mesozoicos como zonas preferentes de descarga de los acuíferos terciarios.

Los ríos, a su paso por los materiales permeables, pueden drenar o perder agua en el acuífero



- Limite de Cuenca Terciaria de Almazán
- Líneo isopieza en acuífero terciario (Cota en m.s.n.m.)
- División Hidrográfica
- Río
- Punto de oforo (Red foronómica I.T.G.E.)
- Punto de oforo (Red foronómica MOPU)
- + Limite de Hojas 1 : 50.000

Fig - 7 Esquema Hidrogeológico General



ESCALA 1 : 200.000








- | | | | |
|---|--|---|--|
|  | Materiales Mesozóicos |  | Punto de Aforo (Red foronómico del I.T.G.E.) |
|  | Línea isopieza en acuífero terciario (m.s.n.m.) |  | Sondeo petrolífero |
|  | Principales sondeos inventariados (con última cifra significativo del n.º de registro) |  | División de la hoja por octantes |
|  | Manantiales | | |

Fig.- 8 Esquema Hidrogeológico

según sean los niveles de agua respectivos, dependientes de la época del año y del régimen pluviométrico. En las campañas de aforos realizadas por el ITGE en puntos próximos a la desembocadura, en época de estiaje, únicamente llevaba un caudal apreciable el río Escalote, debido a los aportes de las calizas del afloramiento mesozoico al E de Berlanga de Duero. El resto de los cauces iban prácticamente secos. El río Duero inicia en esta zona unas ganancias importantes de caudal.

Los materiales terciarios y cuaternarios forman parte de una unidad hidrogeológica más extensa denominada «Sistema número 88, Terciario de la cubeta de Almazán», cuyas características más importantes están descritas en las Hojas de Gómara y Morón de Almazán. La parte occidental de la Hoja está en relación hidráulica con el «Sistema número 8. Terciario detrítico del Duero».

El acuífero terciario lo constituyen las formaciones permeables de arenas, areniscas y conglomerados englobadas en un matriz arcillosa-arenosa de naturaleza semipermeable. El acuífero es muy heterógeno y anisótropo, con unas características que dependen de la proporción de materiales permeables existentes. Por lo general, de acuerdo con el inventario existente, dichas características mejoran hacia el Norte y hacia el Oeste; en esta última zona existe un sondeo que con 200 m de profundidad da un caudal de 28 l/s. En el resto, los caudales de los sondeos son mucho más modestos (3-10 l/s) e incluso en algún caso negativos.

Las líneas isopiezas trazadas para el acuífero terciario indican un flujo general de sentido S-N y E-O, constituyéndose el río Duero, en la principal vía de drenaje del acuífero. También se aprecian unos aportes de agua de los materiales mesozoicos a los terciarios, y que el flujo hacia el Sistema número 8, al Oeste, es de poca importancia.

La explotación de las aguas subterráneas en los materiales terciarios es escasa, siendo prácticamente nula en los acuíferos mesozoicos. En el acuífero libre constituido por el aluvial del río Duero, existen pozos de escasa profundidad (6-8 m) que explotan sus aguas para el regadío de pequeñas parcelas.

La calidad de las aguas, tanto en el acuífero mesozoico como en el terciario, es buena. Los análisis indican que son bicarbonatadas cálcicas o magnésicas con bajos contenidos en sales. Sus conductividades rara vez superan los 700 microsiemens/cm.

6. BIBLIOGRAFÍA

- AGUILAR, M. J.; RAMÍREZ DEL POZO, J., y RIVA, O. (1.971): «Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de Los Pinares (Teruel)». *Estudios Geológicos*. Tomo 27, págs. 497-512.
- AGUIRRE, E.; DÍAZ, M., y PÉREZ, A. (1.976): «Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española». *Trabajos del Neógeno y Cuaternario*, núm. 5, págs. 7-29.
- ÁLONSO, A. (1.981): «El Cretácico de la provincia de Segovia (borde Norte del Sistema Central)». *Seminarios de Estratigrafía, Series Monográficas*, núm. 7, págs. 1-271.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MAS, R.; MELÉNDEZ, A. (1.986): «Origine et évolution du détroit iberique au Crétace superieur». *Memoires Geologiques de l'Université de Dijon*, núm. 11, págs. 79-80.
- ÁLVARO, M. (1.975): «Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y Cordillera Ibérica)». *Estudios Geológicos*, núm. 3 (3-4), págs. 341-347.
- ARACIL, E., y HERNANDO, S. (1.988): «El Muschelkalk en el SW de la provincia de Soria». *Geogaceta*, núm. 5, págs. 6-8.
- ARMENTEROS, I. (1.986): «Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero». *Ediciones de la Diputación de Salamanca. Serie de Castilla y León*, núm. 1, pág. 471.
- CAPOTE, R.; DÍAZ, M.; GABALDÓN, V.; GÓMEZ, J. J.; SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSELL, J.; SOPEÑA, A.; YÉBENES, A. (1.982): «Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica». *Temas Geológico-Mineros*, V, IGME. Madrid. 290 págs.
- COMAS RENGIFO, M. J. (1.982): «El Pliensbachiense de la Cordillera Ibérica». *Tesis doctoral, Universidad Complutense. Madrid*, 594 págs.
- DOUBINGER, J.; ADOLF, M. C.; RAMOS, A.; SOPEÑA, A.; HERNANDO, S. (1.978): «Primeros estudios palinológicos en el Pérmico y Triásico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central». *Palinología 1 (núm. extraordinario)*, págs. 27-33.
- ETCHECOPAR, A.; VASSEUR, G.; DAIGNIERES, M. (1.981): «An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault population analysis». *J. Structu. Geol.*, 3 (1), págs. 51-55.
- FLOQUET, M.; ALONSO, A. y MELÉNDEZ, A. (1.982): «El Cretácico superior de la Sierra Cameros-Castilla». *Cretácico de España*, págs. 387-456.
- GLADFELTER, B. G. (1.971): «Meseta and campiña landforms in Central Spain. A Geomorphology of the Alto Henares Basin». *The University of Chicago. Departament of Geography Research*, paper núm. 130, 204 pág.

- GOY, A.; GÓMEZ, J. J., y YÉBENES, A. (1.976): «El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad Norte) I. Unidades litoestratigráficas». *Estudios Geológicos* núm. 32 (4) págs. 391-423.
- HERNANDO, S. (1.977): «Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (Provincia de Segovia, Soria y Guadalajara)». Tesis Doctoral. *Seminarios de Estratigrafía; Serie Monográfica*, núm. 2, 407 págs.
- HERNANDO, S. (1.980): «Mapa geológico del Pérmico y Triásico de la Región Ayllón-Atienza». *Cuadernos de Geología Ibérica*, núm. 6, págs. 21-54.
- IGME (1.971): «Mapa geológico de España a escala 1:200.000». Hoja núm. 31, Soria.
- IGME (1.971): «Mapa geológico de España a escala Hoja 1:200.000». Núm. 39, Sigüenza.
- IGME (1.982): «Mapa geológico de España a escala 1:50.000». (Plan MAGNA), Hoja de Atienza núm. 433.
- IGME (1.982): «Mapa geológico de España a escala 1:50.000». (Plan MAGNA), Hoja de Barahona, núm. 434.
- MATESANZ YAGUE, J. (1.987): «Estudio sedimentológico de la facies Buntsandstein en el extremo NW de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Provincia de Soria)». *Estudios Geológicos* núm. 43, pág. 79-94.
- MOJICA, J. y WIEDMAN, J. (1.977): «Kreide-Entwicklung und Cenomanien-Turonien Grenze der mittleren keltiberischen ketten bei Nuevalos (provincia de Zaragoza, Spanien)». *Eclogae Geol. Helvetiae*, 70 (3): 739-759. Basel.
- MOLINA, E. y ARMENTERIOS, I. (1.986): «Los arrasamientos Plioceno y Plio-Cuaternarios en el sector suroriental de la cuenca del Duero». *Studia Geologica Salmanticensia* XXII, págs. 293-307.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1.963): «El borde mioceno en Arcos de Jalón». *Estudios geológicos* XIX págs. 106-136.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1.974): «La Cuenca de Almazán». *Coloquio Internacional de Bioestratigrafía. continental del Neógeno superior-Cuaternario inferior. Libro- Guía*, 29-30 CSIC.
- SCHWENZNER, J. E. (1.937): «Zur morphologie des zentralspanischen hochlandes». Geogr. Abhand. 3 ser, 10, págs. 1.128 (traducido al castellano por C. Vidal Box (1.943): «Morfología de la región Montañosa Central de la Meseta Española». *Bol. R. Soc. Esp. His. Nat.*, 41 (1-2), págs. 121-147.
- SIMÓN GÓMEZ, J. L. (1.986): «Analysis of a gradual change in stress regime (example from the eastern iberian chain, Spain)». *Tectonophysics*, 124, págs. 37-53.
- SIMÓN GÓMEZ, J. L. (1.989): «Late Cenozoic stress field and fracturing un the iberian Chain and Ebro Basin (Spain)». *K. Struct. Geol.*, 11 (3), págs. 285-294.

- SOLE SABARIS, L. (1.978): «La Meseta». En: De Terán, M (ed), *Geografía de España, Ariel, Madrid*, págs. 42-62.
- YÉBENES, A.; COMAS REGINHO, M. J.; GÓMEZ, J. J.; y GOY, A. (1.988): «Unidades tectosedimentarias en el Lías de la Cordillera Ibérica». *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España*. Logroño, Resúmenes, págs. 108-109.
- WIEDMAN, J. (1.964): «Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Cephalopodes». *Estudios Geológicos*, vol XX núm. 1-2. Madrid.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España