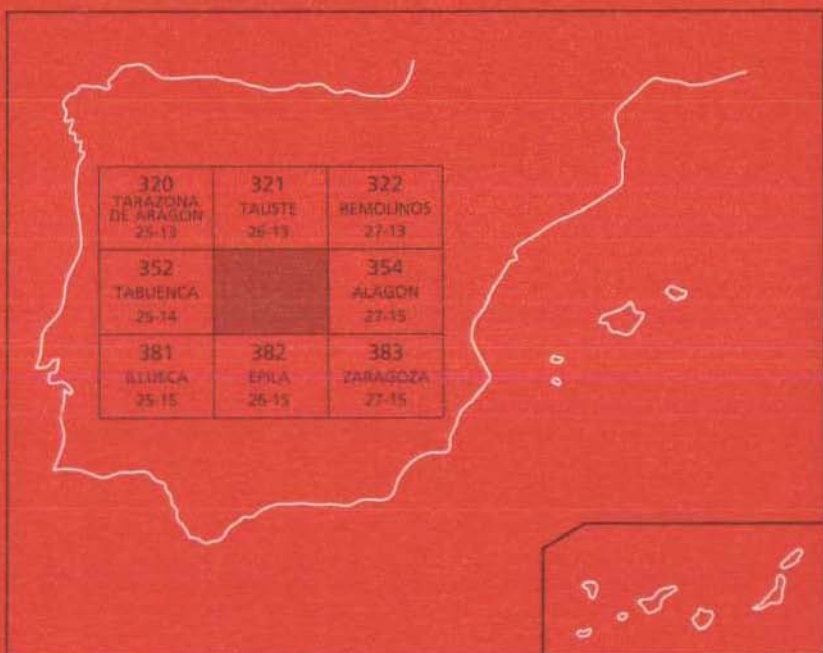




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



PEDROLA

20353

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLOGICO A LA MISMA ESCALA

PEDROLA

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito Legal: M.-21.953-1995

ISBN: 84-7840-223-3

NIPO: 241-95-005-0

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de Pedrola (353) han sido realizados, durante 1991 y 1992 por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras S. A., habiendo intervenido los siguientes autores:

Mapas Geológico y Geomorfológico:

J. M. Esnaola y F. Leyva (ENADIMSA)

Memoria:

J. M. Esnaola y F. Leyva (ENADIMSA)

Han colaborado en aspectos parciales

Neotectónica

L. Marqués (ENADIMSA)

Micropaleontología

J. Ramírez del Pozo (CGS) y L. Granados (ENADIMSA)

Hidrogeología

J. M. Herranz (ENADIMSA)

Normalización del Mapa Geomorfológico

J. Fernández-Gianotti y A. Martín-Serrano (ITGE)

Dirección del Estudio:

A. Barnolas y A. Robador

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información varia.

INDICE

| | <i>Páginas</i> |
|--|----------------|
| 0. INTRODUCCION | 7 |
| 1. ESTRATIGRAFIA | 8 |
| 1.1. Introducción | 8 |
| 1.2. Paleozoico | 11 |
| 1.2.1. Devónico. Alternancia de areniscas, cuarcitas y pizarras (1). Tramos de pizarras (1a). Barras cuarcíticas (1b) | 11 |
| 1.3. Mesozoico | 14 |
| 1.3.1. Alternancias de areniscas y lutitas rojas (2) con areniscas y conglomerados en facies de relleno de canal (2a). Lutitas rojas con escasas areniscas (3). Facies Buntsandstein | 14 |
| 1.3.2. Margas (4), dolomías (5). Facies Muschelkalk | 18 |
| 1.3.3. Areniscas, lutitas y yesos (6). Ofitas (6a). Facies Keuper | 19 |
| 1.3.4. Dolomicritas y calizas negras con laminaciones (7). Lías inferior-medio | 20 |
| 1.4. Terciario | 23 |
| 1.4.1. Introducción | 23 |
| 1.4.2. Yesos y dolomicritas (8). Unidad Bujalaroz-Sariñena | 23 |
| 1.4.3. Unidad Remolinos-Lanaja | 24 |
| 1.4.3.1. Lutitas rojas con intercalaciones de yesos tabulares-nodulares (9) | 24 |
| 1.4.3.2. Yesos tabulares y laminares (10) | 24 |
| 1.4.4. Unidad de Pallaruelo-Montes de la Sora | 26 |
| 1.4.4.1. Lutitas y lutitas carbonatadas rojas (11) | 26 |
| 1.4.4.2. Yesos tabulares con capas y láminas de dolomicritas intercaladas (12) | 29 |
| 1.4.4.3. Dolomías con niveles de yeso y lutitas rojas (12b) | 29 |
| 1.4.5. Unidad Montes de Castejón | 30 |
| 1.4.5.1. Conglomerados (13); Areniscas y lutitas rojas (13a) | 31 |
| 1.4.5.2. Margas pardas (13b) | 34 |

| | |
|---|----|
| 1.4.5.3. Alternancia de calizas y margas (13c)..... | 35 |
| 1.4.5.4. Yesos con intercalaciones de limos y calizas (13d) | 36 |
| 1.4.5.5. Calizas de gasterópodos (14) | 37 |
| 1.5. Cuaternario | 39 |
| 1.5.1. Pleistoceno | 39 |
| 1.5.1.1. Terrazas (15,17,18,20,21,22,24 y 25) | 39 |
| 1.5.1.2. Glacis (16, 19 y 23) | 40 |
| 1.5.2. Holoceno (26) a (33) | 40 |
| 2. TECTONICA | 41 |
| 2.1. Marco tectónico regional | 41 |
| 2.2. Descripción de las principales estructuras | 42 |
| 2.2.1. Borde ibérico | 42 |
| 2.2.2. Depresión del Ebro | 43 |
| 2.3. Neotectónica..... | 44 |
| 3. GEOMORFOLOGIA..... | 47 |
| 3.1. Descripción fisiográfica | 47 |
| 3.2. Análisis geomorfológico..... | 47 |
| 3.2.1. Estudio morfoestructural | 47 |
| 3.2.2. Estudio del modelado | 48 |
| 3.2.2.1. Génesis endógena | 48 |
| 3.2.2.2. Génesis exógena | 48 |
| 3.3. Formaciones superficiales..... | 50 |
| 3.3.1. Terrazas..... | 50 |
| 3.3.2. Glacis..... | 50 |
| 3.3.3. Vales..... | 51 |
| 3.3.4. Kársticas | 51 |
| 3.3.5. Coluviones..... | 51 |
| 3.4. Evolución dinámica | 51 |
| 3.5. Morfodinámica actual-subactual y tendencias futuras | 52 |
| 4. HISTORIA GEOLOGICA | 53 |
| 5. GEOLOGIA ECONOMICA | 56 |
| 5.1. Recursos minerales..... | 56 |
| 5.2. Hidrogeología | 56 |
| 5.2.1. Climatología | 56 |
| 5.2.2. Hidrología | 56 |
| 5.2.3. Características hidrogeológicas | 58 |
| 5.2.4. Otros posibles acuíferos | 59 |
| 5.3. Características Geotécnicas generales | 60 |
| 6. PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO. PUNTOS DE INTERES GEOLOGICO (P.I.G.) | 67 |
| 7. BIBLIOGRAFIA | 69 |

0. INTRODUCCION

La Hoja de Pedrola se sitúa en el sector centro-occidental de la Cuenca del Ebro, entre los paralelos 41°50' 04"N y 41°40'04"N y los meridianos 1°31'10"O y 1°11'10"O, referidos al meridiano de Greenwich, estando toda su superficie comprendida dentro de la provincia de Zaragoza.

Por la esquina noreste discurre, sobre los 215 m de cota, el río Ebro, que origina una zona atezada deprimida que alcanza unos 7 km de anchura.

El área más elevada topográficamente se encuentra en la esquina suroccidental donde aparece, con cotas de hasta 1002 m (Lomas Galiana), una pequeña representación del borde oriental de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Su enlace con la zona deprimida del Ebro se realiza por un relieve que desciende suavemente.

El clima es de tipo continental, con una temperatura media anual entre 14° y 15°C y precipitaciones inferiores a 400 mm/año. Las fluctuaciones de temperatura son fuertes, con máximas cercanas a los 50°C y mínimas por debajo de -15°C. Las lluvias se concentran en primavera y otoño, destacando como rasgo característico la existencia de un viento dominante, procedente del noroeste (Cierzo), bastante fuerte durante todo el año y en especial durante los periodos fríos. La existencia de persistentes nieblas completa el cuadro climatológico.

Los principales asentamientos urbanos se localizan en el Corredor del Ebro, donde se sitúan Pedrola (2138 hab.) y Luceni. Otros núcleos urbanos de menor importancia se encuentran en el valle del Jalón (Urrea, Bardallur, Plasencia) e interior de la hoja (Magallón, Ainzón, Fuendejalón y Pozuelo).

La actividad económica es variada, desarrollándose una agricultura de regadío (hortalizas, maíz, forraje, etc.) en el corredor del Ebro y valle del Jalón, dominados por el Canal Imperial y Acequia de Luceni respectivamente, y de secano en el interior (cereales, vid y esparraguera). La ganadería se dedica a ovino extensivo y hay escasa presencia del sector industrial, a excepción de parte del polígono industrial ocupado por la General Motors al sureste de Pedrola.

Geológicamente afloran depósitos del Paleozoico, Mesozoico, Terciario y Cuaternario. Los dos primeros tienen escasa representación, mientras que los pertenecientes al Terciario y Cuaternario cubren la mayor parte de la superficie de la hoja, estando representados por depósitos y morfologías variadas, entre los que cabe destacar las terrazas del Ebro, diferentes generaciones de glaciés, coluviales, aluviales, etc.

El objetivo primordial del trabajo realizado, ha sido la caracterización de las antedichas unidades, el estudio de su evolución secuencial y el establecimiento de las relaciones verticales y laterales entre las diferentes asociaciones de facies.

El método de trabajo cartográfico ha consistido, esencialmente, en la cartografía de facies litológicas, el levantamiento detallado de columnas estratigráficas, con recogida de muestras para su estudio sedimentológico y separación de microfósiles, especialmente caráceas y ostrácodos y en caso favorable, el estudio de micromamíferos.

Entre los trabajos previos relativos a la cartografía geológica de la Cuenca endorreica del Ebro cabe citar a los de RIBA (1955 y 1961) para el sector occidental de la Cuenca (Corredor de la Bureba y subcuencas de Miranda y de Treviño), el de QUIRANTES (1969, publicado en 1978) para el sector central de la Cuenca, los de la J.E.N. (1977a, b) para la mitad septentrional de los sectores central y oriental de la Cuenca, los del IGME (1975a, b, 1985) en las cuencas ligníferas de Calaf y Mequinenza, el de la J.E.N. (1979-81) para el sector sur-oriental y el de RIBA (1967) para el sector nor-oriental. Trabajos posteriores IGME (1981a, b) y ENRESA (1989) representaron, desde la perspectiva que nos ocupa, reelaboraciones de las cartografías geológicas anteriormente citadas, con aplicación de nuevos criterios cartográficos pero sin un trabajo de campo considerable, o bien, en otros casos aportaciones cartográficas importantes de áreas (lacustres) más localizadas (IGME, 1975, 1976, 1985, 1986, 1987; ENADIMSA, 1984). Por el contrario las hojas MAGNA elaboradas con posterioridad a las Hojas piloto, especialmente las de Cataluña (Pons, Cardona, Puigreig, Calaf) constituyen valiosas aportaciones al conocimiento estratigráfico y sedimentológico de sus materiales.

Entre los estudios paleontológicos de vertebrados de la Cuenca del Ebro, aparte de los trabajos clásicos exhaustivamente recogidos en CUENCA *et al.* (1992), cabe citar como trabajos más recientes que suponen un gran avance en la datación de las series y el establecimiento de la bioestratigrafía, los siguientes: ANADON *et al.* (1987), AZANZA *et al.* (1988), AGUSTI *et al.* (1988), ALVAREZ-SIERRA *et al.* (1990), CUENCA *et al.* (1989) y CUENCA (1991 a y b).

1. ESTRATIGRAFIA

1.1. INTRODUCCION

Como se señala en el capítulo anterior, en la hoja de Pedrola están representados materiales atribuidos a los Sistemas Paleozoico, Mesozoico, Terciario y Cuaternario.

Globalmente la hoja puede dividirse en una serie de dominios litológicos estructurados de forma subparalela a la dirección ibérica (NNE-SSW): La zona suroccidental de constitución esencialmente terrígena, donde afloran los Sistemas Paleozoico y Mesozoico junto al abanico alu-

vial terciario de los Corrales, con relieves de moderados en los primeros a suavemente ondulados en éste último; una amplia franja central, subparalela a la anterior, con predominio de sedimentos evaporíticos, carbonatados y lutíticos con relieves peniplanizados, y por último la zona nororiental en la que el dominio corresponde a los glaciares y terrazas del Sistema Cuaternario.

Estratigráficamente, en los sedimentos terciarios, pueden diferenciarse dos grandes conjuntos: El inferior evaporítico-terrágeno, cuya procedencia, establecida con criterios regionales en áreas próximas es ibérica, y el superior terrígeno-carbonatado y evaporítico, cuyo origen igualmente ibérico puede establecerse claramente dentro de la propia hoja con dos entradas preferentes, la más activa y definida es el abanico aluvial que se ha denominado de los Corrales, ubicado en el sector suroccidental, y la otra, apenas esbozada al norte de Fuendejalón, sector centrooccidental, que posiblemente corresponde a las facies distales de otro abanico de procedencia igualmente ibérica.

Ambos abanicos se interpenetran en sus zonas distales con sedimentos palustres y lacustres, en facies carbonatadas y evaporíticas respectivamente, que constituyen los tramos superiores de las series aflorantes en la franja central de la hoja.

Por último, en el borde centro meridional y con una representación muy reducida en extensión, se diferencia un conjunto de constitución carbonatada que, por criterios regionales, se atribuye a las facies palustres de sistemas deposicionales aluviales de procedencia pirenaica.

En resumen, los materiales que constituyen la columna sedimentaria del Terciario de la hoja de Pedrola tienen una ordenación vertical rítmica. En general estos ritmos muestran dos miembros o tramos bien definidos: uno basal de carácter fundamentalmente terrígeno, y otro superior de constitución carbonatada y/o evaporítica. El límite inferior de estos ritmos es neto, en tanto que el tránsito entre los miembros que constituyen el ritmo es gradual con numerosos cambios de facies en la horizontal y vertical.

Estos ritmos se han denominado como unidades genético-sedimentarias. Regionalmente se han diferenciado, en la parte central de la Cuenca del Ebro, un total de veinte unidades genético-sedimentarias que abarcan una edad comprendida entre el Priaboniense y el Aragoniense -Vallesiense. De todas éstas sólo cuatro se hallan presentes en la hoja, con una edad correspondiente al Mioceno Medio (Aragoniense). Estas unidades reciben, de base a techo, los nombres de: Unidad Bujaraloz-Sariñena, Unidad Remolinos-Lanaja, Unidad Sierra de Pallaruelo-Monte de la Sora y Unidad Montes de Castejón.

En el cuadro 1 se muestra un ensayo de correlación de estas unidades con la distribución en unidades tectosedimentarias U.T.S. definidas por PEREZ et al., (1988) y ARENAS y PARDO (1991).

Las formaciones cuaternarias, afloran ampliamente, especialmente en el sector nororiental, en donde se encuentran varios niveles de terraza asociadas a los ríos Ebro y Jalón, así como de depósitos de los distintos glaciares, coluviones y fondos de vales que abundan igualmente en el resto de la hoja.

| EDAD | | UNIDADES GENETICO SEDIMENTARIAS MAGNA | DESCRIPCION DE LAS FACIES | UTS.PEREZ et al. (1988) | YACIMIENTOS MICROMAMIFEROS ESTUDIADOS EN EL MAGNA EBRO | BIOZONAS MEIN | |
|---------|------------|---------------------------------------|---|--|--|-----------------------------|------|
| MIOCENO | ARAGONENSE | SUP. | U. MONTES DE CASTEJON | 14 -Mudstone bioturbadas a packstone de gasterópodos (silex) 13d.-Yesos tabulares y nodulares con intercalaciones de limos y calizas 13c.-Mudstone y wackstone grises a blancas (silex) y margas 13b.-Margas pardas 13a. { Lutitas rojas y lutitas carbonatadas ocres o asaimonadas Areniscas 13.-Conglomerados | N2 | Puig Ladrón Casero 1 | MN-8 |
| | | MED. | U. SIERRA DE PALLARUELO-MONTE DE LA SORA | 12a.-Dolomicritas con intercalaciones de yeso tabular y lutitas rojas 12 -Yesos tabulares con capas y laminas de dolomicrita intercaladas 11.- { Areniscas grises Lutitas rojas | | | N1 |
| | INF. | U. REMOLINOS-LANAJA | 10.-Yesos tabulares y laminares 9.-Lutitas rojas con intercalaciones de yeso tabulares-nodulares | MN-6 | | | |
| | AGENIENSE | U. BUJARALOEZ-SARIÑENA | 8.-Yesos y dolomicritas | MN-5 | | | |
| | | | | MN-4b | | | |
| | | | | | MN-4a | | |
| | | | | | MN-3b | | |

Cuadro 1: Unidades miocenas de la hoja de Pedrola

1.2. PALEOZOICO

Los sedimentos atribuidos a esta edad afloran en el sector suroccidental de la hoja. En su conjunto es una serie de constitución esencialmente terrígena en la cual se han diferenciado cartográficamente tramos de naturaleza cuarcítica, tramos con alternancia de cuarcitas y lutitas y tramos lutíticos. El espesor mínimo de la serie puede estimarse en 700 a 800 m.

Los recientes trabajos de GOZALO (1986) y MONTESINOS *et al.* (1990), han puesto de manifiesto la edad Devónico superior de los materiales paleozoicos que afloran en la Sierra de Tabuena, mediante el estudio de sus faunas de ammonoideos y homotécnicos.

1.2.1. Devónico. Alternancia de areniscas, cuarcitas y pizarras (1). Tramos de pizarras (1a). Barras cuarcíticas (1b)

En la serie realizada en las proximidades de la carretera que une Fuentejalón y Tabuena se reconocen 625 m. Pueden distinguirse un conjunto de facies y asociaciones de facies que pueden sintetizarse como sigue:






























- Sa. Areniscas cuarcíticas y cuarcitas blanco grisáceas a rojizas con estratificación cruzada en surco y planoparalela de ángulo variable.
- Sb. Areniscas cuarcíticas y cuarcitas blancas en capas decimétricas o masivas, con *ripples* de corriente, bioturbación y superficies ferruginizadas y bioturbadas a techo.
- Sc. Areniscas cuarcíticas blancas en capas centi- a decimétricas con laminación de *ripples* de corriente.
- Hc. Lutitas o pizarras verde grisáceas con láminas *y/o linsen* de areniscas blancas con *ripples* de oscilación.
- Mb. Lutitas o pizarras verde grisáceas sin estructura visible o débil bioturbación.

La sucesión general muestra un incremento hacia arriba de la proporción de lutitas. Las asociaciones de facies más comunes están representadas en la Fig. 2. Este tramo es equivalente a la Alternancia de Rodanas y a la Alternancia de los Bolloncillos de GOZALO (1986), quien cita en la parte basal de la primera de estas unidades *Svantovites* cf. *inops*, junto a otros taxones que caracterizan el Frasnense.

En el sector occidental de la Loma Pedroso Alto aflora la Alternancia de la Hoya definida por GOZALO (1986), compuesta por una alternancia de areniscas y lutitas con nódulos. Este mismo autor cita la presencia en esta unidad de *Posidonia venusta*, que indica una edad Fameniense.

Cartográficamente se han diferenciado los acúmulos sistemáticos de la asociación **a** en el caso de las grandes barras cuarcíticas (1b) de la **b** en los tramos de alternancia (1) y grandes acúmulos de facies Mb en (1a).

LEYENDA

-  LAMINACION PARALELA
-  LAMINACION LINSEN
-  RIPPLES DE OSCILACION
-  RIPPLES DE CORRIENTE
-  ESTRATIFICACION CRUZADA PLANAR
-  ESTRATIFICACION CRUZADA EN SURCO PEQUEÑA ESCALA
-  ESTRATIFICACION CRUZADA EN SURCO GRAN ESCALA
-  ESTRATIFICACION "HUMMOCKY"
-  GRANOSELECCION POSITIVA
-  GRANOSELECCION NEGATIVA
-  HUELLAS DE CARGA
-  ESCAPE DE FLUIDOS
-  LAMINAS ROTAS
-  SEUDOMORFOS DE CRISTALES DE SAL
-  SEUDOMORFOS DE CRISTALES DE YESO
-  RILLS BIOCLASTICOS
-  ESLUMPING
-  ESTRATIFICACION NODULOSA
-  POROSIDAD FENESTRAL
-  COSTRAS FERRUGINOSAS
-  BIOTURBACION
-  SULFUROS
-  NODULOS DE SILEX
-  NODULOS DE YESO ALABASTRINO
-  ONCOLITOS
-  GASTEROPODOS
-  BRAQUIOPODOS
-  TEEPES
-  FAUNA EN GENERAL

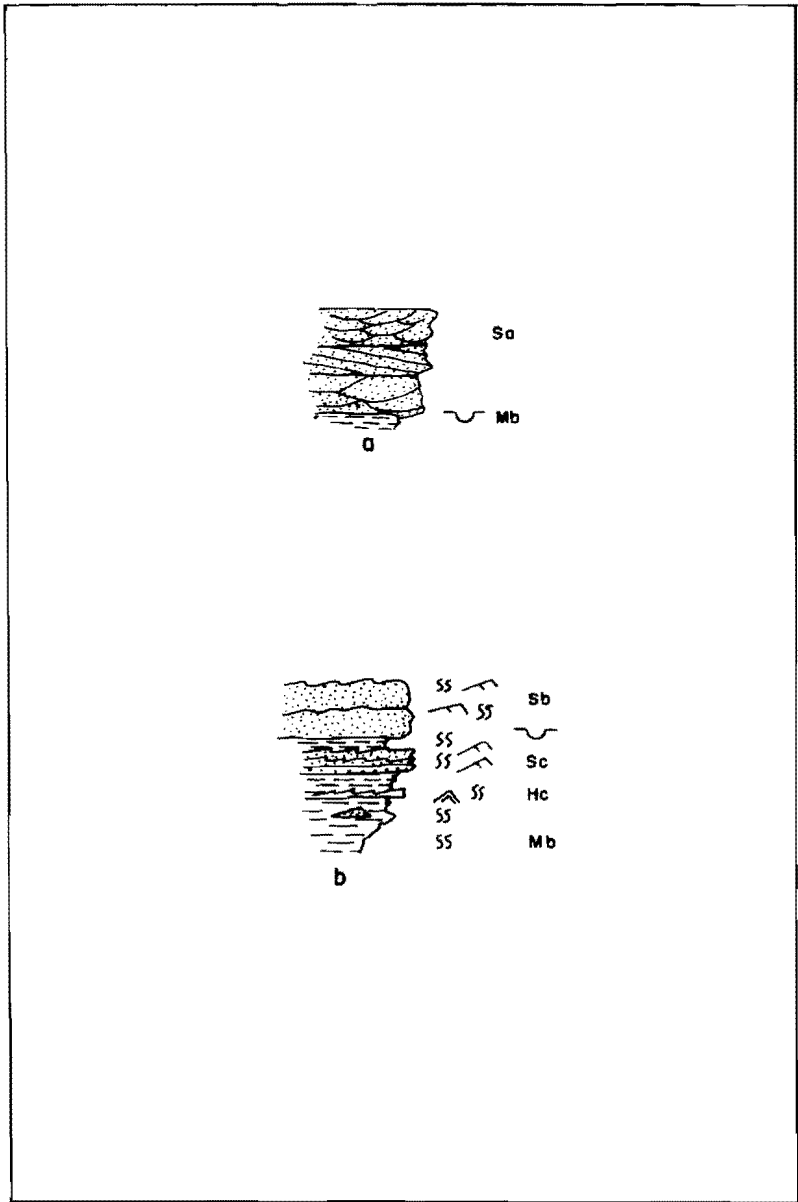


Fig. 2. Asociaciones de facies del Ordovícico

Dadas las características litológicas y sedimentológicas de las asociaciones de facies descritas y considerando la escasez y parcialidad de los datos disponibles, la asociación **a** puede interpretarse como depósitos de frente deltaico, y la **b** como de llanura deltaica. Como estas asociaciones se estructuran en un ciclo mayor **a-b**, se trataría de un ciclo de carácter regresivo.

1.3. MESOZOICO

En el sector suroeste de la hoja y en la proximidad de la población de Tabuena, se ha realizado una serie en sedimentos atribuidos al Triásico, en los cuales se han distinguido cartográficamente las tres facies germánicas características del Triásico de la Cordillera Ibérica:

- Buntsandstein: Terrígeno de color rojo predominante
- Muschelkalk: a) Miembro Margoso
 b) Miembro Dolomítico
- Keuper: Terrígeno y evaporítico con intrusiones de ofitas

Dado que las dimensiones de los afloramientos de las distintas facies triásicas son muy reducidas, las conclusiones extraíbles del estudio realizado serán parciales. Aún así se ha intentado correlacionar los distintos tramos o subfacies en el contexto regional, atendiendo a los trabajos bibliográficos más recientes. De esta forma, puede precisarse que el Triásico de Tabuena muestra características transicionales entre el Mediterráneo, caracterizado por la presencia de un Muschelkalk con dos barras carbonatadas bien desarrolladas, y el Ibérico con un único nivel (ARRIBAS, 1985; ARIBAS y DE LA PEÑA, 1984).

Otro hecho característico de esta área estriba en la dificultad de delimitar el techo de la facies Buntsandstein. El paso a la facies Muschelkalk, viene dado en una alternancia de margas gris-amarillentas a verdosas que intercalan areniscas de grano medio de colores rosados a amarillentos. La plasticidad de este tramo, junto a los recubrimientos que normalmente se dan sobre estas litologías, hacen difícil precisar el límite exacto. Se han tomado como criterios el cambio de coloración, la presencia de carbonato y la litología de las areniscas.

En el ámbito de la hoja no pueden observarse los depósitos de facies Keuper en continuidad con las facies inferiores. Los afloramientos atribuidos al Keuper, en razón de su litología y continuidad estratigráfica con series carbonatadas datadas como Lías inferior, se sitúan al este y al norte de los afloramientos paleozoicos, y ambas conjuntamente conforman isleos rodeados por los sedimentos terciarios.

1.3.1. **Alternancias de areniscas y lutitas rojas (2) con areniscas y conglomerados en facies de relleno de canal (2a). Lutitas rojas con escasas areniscas (3). Facies Buntsandstein**

En la serie realizada pueden distinguirse a grandes rasgos dos grupos de facies sedimentarias (Fig. 3).

- Facies arenosas y/o conglomeráticas: **a** y **b**
- Facies lutíticas: **c**

Entre las facies arenosas se diferencian siguiendo el código de facies de MIALL (1978) las siguientes:

- Gt. Rellenos de canales en gravas y areniscas de dos tipos: cuerpos con base erosiva y techo plano y cuerpos de base planar y techo convexo. En los primeros se aprecia estratificación cruzada en surco de media escala y estratificación cruzada de tipo epsilon. En el segundo tipo se observa agradación vertical de los cuerpos convexos. Los cantos son de naturaleza cuarzo-cuarcita con porcentajes muy bajos de cantos carbonatados. Su tamaño varía de 3 mm a 6 cm. La petrografía de las areniscas es mayoritariamente subarcósica, si bien algunos cuerpos son litareníticos con granos de metasedimentos y carbonatos. El espesor de estos cuerpos varía de 3 a 15 m.
- St. Son areniscas de grano medio a fino, de color gris a verdoso, micáceas con estratificación cruzada en surco de media a gran escala, en cuerpos con base planar a levemente erosiva y techo plano a suavemente convexo. Petrográficamente son subarcosas y litarenitas con matriz más abundante en el límite de las grauvacas. El espesor de estos cuerpos varía de métrico a decamétrico.
- Sp. Son areniscas de grano medio a grueso con estratificación cruzada planar de media a gran escala, y coloración parda a rojiza. Estas barras suelen presentar superficies de reactivación y depósitos de carga residual con cantos de cuarzo y cuarcitas y escasos cantos blandos de lutitas rojas. La petrografía de estas areniscas es similar a las descritas en la facies Gt. El espesor de estos cuerpos es métrico (1 a 2 m).
- SR. Son areniscas de grano medio a fino con estratificación cruzada de media a pequeña escala, conservando a veces morfologías decimétricas de *megaripples* a los que se asocian trenes de *ripples* linguoides o de cresta recta. Los *ripples* de oscilación son más escasos y sólo se han observado en materiales terrígenos de grano muy fino. La petrografía de estas areniscas es de tipo subarcósico a cuarzarenítico. El espesor de estos cuerpos es decimétrico.
- Se. Areniscas de grano medio-grueso con estratificación cruzada en surco de media escala a planar de bajo ángulo, con colores pardos a rojos violáceos. Abundan los cantos blandos de lutita roja y verde y los cantos de cuarcita de tamaño variable. Petrográficamente son litarenitas y subarcosas con una importante fracción de matriz (grauvacas), a veces superior al 15%. El espesor de estos cuerpos no supera el metro.

Entre las facies lutíticas se diferencian las siguientes:

- FL. Son lutitas rojas a veces verdosas o policolores con láminas y *linsen* de areniscas de grano muy fino o limos micáceos de color gris a verde. Las láminas muestran estratificación *wavy*. La bioturbación es abundante y se observan esporádicas costras ferruginosas intercaladas de espesor milimétrico. El espesor de esta facies es muy variable de decimétrica a decamétrica.

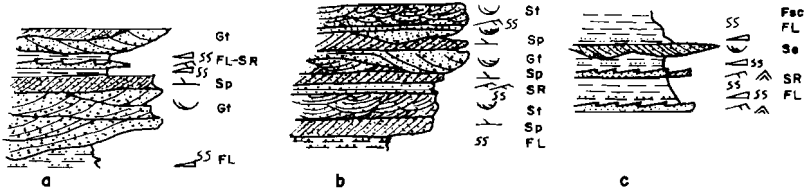


Fig.-1.3.1.- Asociaciones de facies del Buntsandstein

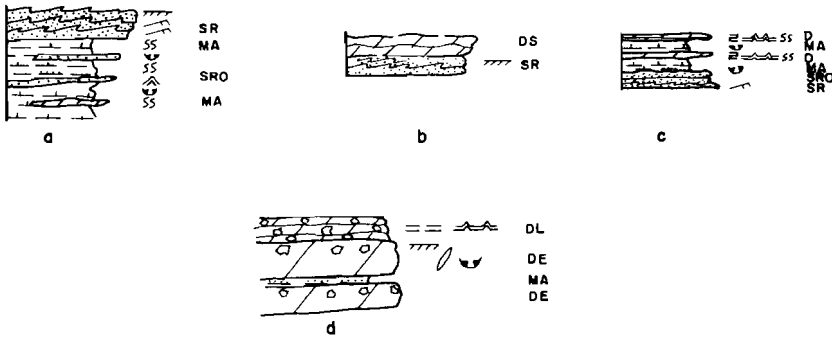


Fig.-1.3.2.- Asociaciones de facies del Muschelkalk

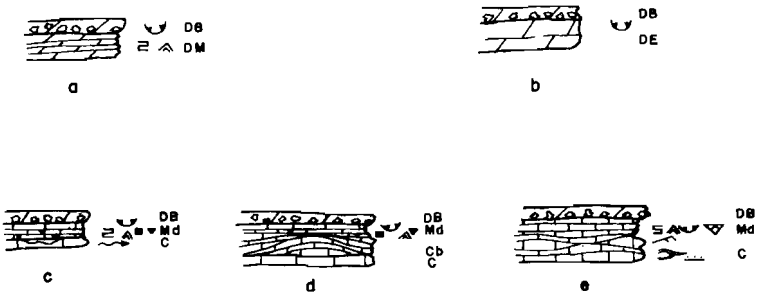


Fig. 3. Asociaciones de facies Lias Interior

Fsc. Son lutitas de color rojo, más escasamente verdosas o policolores, masivas o con laminación paralela difusa. La bioturbación es intensa y suelen contener en los tramos verdosos restos vegetales carbonizados. El espesor es métrico a decamétrico.

Las asociaciones de facies más representativas, en la serie realizada, son las que se muestran en la Fig. 3 (a, b y c).

La asociación **a** se interpreta como depósitos de relleno de canal, que por sus características son asimilables a canales (Fig. 3) de alta sinuosidad, con facies tractivas de alto flujo (Gt), de barras (Sp) y dunas (St). La asociación **b** se diferencia por incluir facies Sr debidas a *megaripples* de cresta recta con trenes de ripples sobrepuestos sobre las barras y dunas, por procesos de agradación vertical.

La asociación de tipo **c** se interpreta como depósitos de llanura de inundación. La facies Se corresponde a los depósitos de pequeños canales divagantes o bien en algún caso a depósitos de desbordamiento originados por rotura de diques.

En resumen, las asociaciones de facies descritas muestran un modelo fluvial de alta sinuosidad con llanuras de inundación bien desarrolladas.

La serie realizada, aunque no abarca la totalidad del Buntsandstein, muestra al menos dos tramos bien definidos.

El inferior, con un predominio de las asociaciones **a** y **b**, en el orden expresado, y en el que la agradación o *backfilling* de los canales, es más rápida hacia techo del tramo, ligada posiblemente a una elevada productividad de sedimentos en el área fuente. El techo de este tramo viene marcado por una asociación de tipo **a** muy característica (conglomerado de cantos de cuarzo de tamaño uniforme de 0,3 a 1 cm) y cemento ferruginoso de color pardo oscuro.

Este tramo podría correlacionarse con las "Areniscas de Aranda", subunidad inferior de las "Areniscas de Tierga" del Grupo detrítico de ARRIBAS (1985) o con las Areniscas de Rillo de Gallo de RAMOS (1979).

El tramo superior está constituido mayoritariamente por asociaciones de facies **c** que intercalan asociaciones parciales de tipo **b** en los subtramos de base.

Este tramo sería correlacionable con las "Areniscas y lutitas de Rané", subunidad de techo de las "Areniscas de Tierga" del Grupo detrítico de ARRIBAS (1985) o con las Areniscas del Río Arandilla de RAMOS (1979).

La serie muestra una organización grano- y estratodecreciente hacia arriba con una disminución progresiva de la disponibilidad de sedimentos terrígenos gruesos. Se interpreta como el resultado de la evolución de subambientes fluviales con canales de alta sinuosidad a llanuras de inundación generalizada.

1.3.2. Margas (4), dolomías (5). Facies Muschelkalk

En concordancia con las facies de lutitas rojas del Buntsandstein, y en paso aparentemente gradual, aunque los recubrimientos cuaternarios no permiten una mayor certeza, se encuentra un conjunto de sedimentos atribuidos al Muschelkalk en los cuales, por su constitución litológica, se diferencian dos tramos o miembros:

- Miembro margoso (4)
- Miembro dolomítico (5)

MIEMBRO MARGOSO (4)

Las facies más características del Miembro margoso son las siguientes:

- MA. Margas y/o lutitas carbonatadas de colores gris amarillentas, verdosas o rosadas. Presentan bioturbación creciente hacia techo y moldes de sales abundantes en algunas capas.
- SRO. Areniscas gris amarillentas en capas milimétricas a centimétricas con estratificación wavy. Petrográficamente son arcosas de grano fino a muy fino y cemento carbonatado.
- SR. Areniscas grises y anaranjadas en capas centimétricas a decimétricas con laminaciones de ripples. Petrográficamente son arcosas de grano medio-fino y cemento carbonatado. En las capas basales de este miembro esta facies tiene un porcentaje importante de fragmentos líticos. A techo de estas areniscas se desarrollan normalmente suelos ferralíticos y asociados a ellos capas de dolomía.
- D. Dolomías de colores variables de gris oscuro a naranja, en capas centimétricas. Son más abundantes a muro y techo del miembro. Petrográficamente son dolomicritas con laminación algal, dolomicritas con sombras de peloides, ooides e intraclastos, parcialmente recristalizadas, y, en la base del miembro, dolomías esparíticas (Ds).

En la Fig. 3 se representan las asociaciones de facies más características.

Como puede observarse, las asociaciones son muy parecidas. Las modificaciones vienen dadas por la presencia o no de capas carbonatadas y el tipo litológico de estas capas. La asociación **a** es la más frecuente en los tramos inferiores del Miembro y por sus características litológicas y sedimentológicas se atribuye a sedimentos de llanura de inundación costera. El carácter reductor de los sedimentos y la presencia de moldes de sales en los sedimentos margosos, parece indicar ya una clara influencia mareal, que representa una transgresión respecto a los sedimentos infrayacentes.

Las asociaciones **b** y **c** con dolomías esparíticas y/o dolomicritas con laminación, algas, etc., pueden interpretarse como depósitos de llanura mareal de rango micro- a mesomareal.

Este miembro por su posición estratigráfica y constitución litológica es correlacionable con las

“Lutitas y Areniscas de Calcena” y las “Lutitas y Margas de Trasobares” que son el techo del Grupo Detrítico de ARRIBAS (1985) y con los “Limos y Areniscas de Rillo” de RAMOS (1979).

La posición del límite Buntsandstein-Muschelkalk difiere según estos autores: ARRIBAS (1985) lo sitúa en las “Dolomías de Illueca” subunidad incluida en las “Lutitas y Areniscas de Calcena”, mientras que para RAMOS (1979) se encuentra a techo de los “Limos y Areniscas de Rillo”.

MIEMBRO DOLOMITICO (5)

Las facies más características de este miembro son las siguientes:

MA. Margas grises y verdes con moldes de sales y bioturbación.

DE. Dolomías esparíticas en bancos de colores grises a amarillentas. Petrográficamente son doloesparitas secundarias.

DL. Dolomías en capas milimétricas a centimétricas de colores grises a rosados. Se observan estructuras de láminas rotas, moldes de disolución de evaporitas, *tepees* y niveles con textura *chicken-wire*. También se encuentran capas brechificadas interpretadas como brechas de colapso.

La asociación de facies característica de este miembro es la representada en la Fig. 3 d.

Las características sedimentológicas de esta unidad sugieren que se trata de depósitos de llanuras de mareas de baja energía en clima árido con aportes esporádicos de agua dulce (brechas de colapso).

En la serie realizada, el espesor de este litosoma es de 12 m, aunque regionalmente llega a alcanzar los 40 m.

Regionalmente este Miembro es correlacionable con las “Dolomías basales” de ARRIBAS (1985) y con las “Capas dolomíticas” de RAMOS (1979) en ambos casos atribuidos al Muschelkalk.

En la hoja colindante de Tabuenca en los términos superiores de esta unidad no aflorantes en Pedrola, se ha determinado: *Frondicularia woodwardi* HOWCH, lamelibranquios, gasterópodos y crinoideos.

1.3.3. Areniscas, lutitas y yesos (6). Ofitas (6a). Facies Keuper

Los afloramientos de los materiales atribuidos a esta facies, en virtud de sus relaciones estratigráficas y constitución litológica, son escasos y están muy recubiertos. En general, son lutitas rojas con escasas intercalaciones de yesos policolores y areniscas.

En los sectores suroccidentales de Fuendejalón, donde puede observarse esta facies implicada en complejas estructuras tectónicas, contiene masas cartografiables de rocas intrusivas de color verde oscuro. Se trata de rocas constituidas por plagioclasa, piroxeno y melanocratos, con textura porfídica holocristalina. Son por tanto rocas básicas de tipo diabásico u ofítico (6a).

En la proximidad de Fuendejalón se ha realizado un sondeo para captación de agua sobre las calizas del Lías inferior que ha perforado el infralías. El testigo abandonado, da una idea de las facies infraliásicas, posiblemente Keuper. Se trata de una alternancia de yesos grises, rojos o anaranjados con lutitas rojo violáceas y grisáceas. En este caso predominan las facies yesíferas.

La potencia de la facies Keuper en los afloramientos superficiales no puede ser estimada. En el sondeo de Fuendejalón se ha perforado un mínimo de 60 m en yesos y lutitas policolores.

1. 3. 4. **Dolomicritas y calizas negras con laminaciones (7). Lías inferior-medio**

En el sector centro y suroccidental de la hoja de Pedrola y en contacto aparentemente concordante con la facies Keuper, se tiene un conjunto de carbonatos con espesores nunca superiores al centenar de metros. En general, son dolomías y calizas de colores rosados a gris oscuro, de masivas a bien estratificadas, en afloramientos sin conexión cartográfica.

En unos casos por su relación directa con la facies Keuper y en otros por correlación de facies y/o datación micropaleontológica, se han cartografiado todos los afloramientos como sedimentos de igual cronología, englobándolos en la atribución de Lías inferior-medio. No se ha constatado en ningún afloramiento la presencia de los tramos de alternancia calizas-margas, que en las hojas circundantes se atribuyen por su contenido paleontológico al Pliensbachienso-Toarciense, por lo que se supone que los afloramientos cartografiados quedarían acotados en una edad Rethienso-Sinemuriense superior.

En las series realizadas pueden distinguirse las siguientes facies:

- DM. Dolomicritas de colores variables gris oscuro a rosado amarillento, en capas decimétricas con laminación paralela, porosidad fenestral y núcleos de pirita framboidal. Son frecuentes los moldes de evaporitas.
- DE. Doloesparitas de colores gris crema a amarillento rosado, masivas a estratificadas en capas decimétricas. En el afloramiento de Fuendejalón, se asocian a esta litología, en la base de la serie, facies oquerosas en manchas discontinuas (carniolas).
- DB. Brechas de cantos de dolomía de las facies anteriores. Se ha observado como paso lateral y vertical de una u otra indistintamente, si bien es más frecuente o visible su asociación con la facies DM.
- Md. Calizas micríticas gris oscuras a crema con tonalidades rosadas o violáceas, en capas centi- a decimétricas con laminación paralela, a veces con colores alternantes. Son algo

dismicríticas, con escasos peloides y núcleos de pirita. La dolomitización secundaria puede ser importante y es frecuente la presencia de nódulos de sílex. En algún caso se han observado *rills* bioclásticos de extensión lateral decimétrica y espesor milimétrico.

- C. Calizas de textura *wackestone* o *packstone* de color gris a beige. Los aloquímicos son intraclastos y bioclastos con porcentajes más escasos de oolitos y pelets. Están bien estratificadas en capas decimétricas, y se presentan en dos tipos definidos: Las de composición homogénea y las gradadas. En estas últimas se observa estratificación cruzada de tipo *hummocky* y laminación de *ripples*.
- Cb. Calizas estromatolíticas (*mudstone-wackestone*) de color gris a crema con dolomitización secundaria importante. En general son estromatolitos del tipo LLHS.

En la Fig. 3 (pág. 16) se representan las asociaciones de facies más comunes en las series realizadas.

Las asociaciones **a** y **b** son equivalentes a las descritas por JAMES (1979), como secuencias de somerización en llanuras de mareas de baja energía, desarrolladas en ambiente árido. El desarrollo del término DB (brecha de colapso) que en el área de estudio es importante en detrimento de la presencia de sales, se debe al aporte sistemático de agua dulce al medio de depósito con la consiguiente disolución de las sales.

Las asociaciones **c** y **d** son similares a las descritas por JAMES (1979), como secuencias de somerización en llanuras de mareas de baja energía, desarrolladas en clima húmedo en su variedad *muddy* (**c**) y secuencias en estromatolitos (**d**) desarrollada en el mismo medio sedimentario.

En el área de estudio se observa una modificación sobre los modelos propuestos por JAMES (1979) para secuencias *muddy* y estromatolitos. Si el modelo de James finaliza con una brecha de cantos planos, en su tipo secuencial completo, en este caso, el término de brecha es más próximo, tanto por su litología como textura, al descrito como brecha de colapso; por tanto el modelo secuencial sería intermedio. Es de reseñar, que en algún caso, se han medido edificios estromatolíticos con espesor superior a 1,5 m.

La asociación **e** con un término inferior de calizas de textura *packstone* y/o *grainstone* (intra-bioclásticas) gradadas, es asimilable a la descrita por WALKER (1979) como secuencias H.C.S. originadas por la acción de tormentas. En la hoja nunca superan los 15 cm de espesor.

En el contexto general de los afloramientos estudiados, se observa que sobre los sedimentos atribuidos a la facies Keuper, se tienen acúmulos sistemáticos de las asociaciones **a** y **b**, un tramo en el que se intercalan asociaciones **e** en **a** y en **c**, a partir del cual sólo se tienen facies **e** y **d** con presencia mayoritaria de una u otra según la localidad estudiada.

Los sedimentos atribuidos al Lias inferior, muestran una evolución vertical, de más antiguo a más moderno, desde ambientes sedimentarios de llanura de mareas de baja energía en clima árido, progresivamente afectadas por tormentas y finalmente de forma gradual pasa a un modelo de llanura mareal de baja a moderada energía en clima húmedo. Constituye por tanto un ciclo de facies de carácter transgresivo.

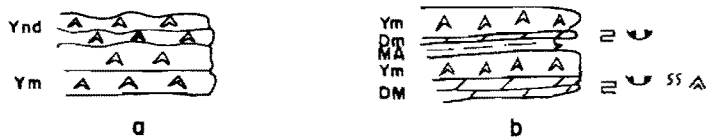


Fig. 4. Afloramientos y asociaciones de facies de la Unidad Bujaraloz-Sariñena

En las muestras estudiadas se han observado gasterópodos, lamelibranquios, ostrácodos, braquiópodos, equinodermos, lagénidos, valvulinidos, ophthalmidiídeos, ataxophramiídeos, lituólidos, *Acicularia sp.*, *Frondicularia sp.*, *Paleodasycladus mediterraneus*, etc.

1.4. Terciario

1.4.1. Introducción

Los sedimentos terciarios ocupan la mayor parte de la hoja, superponiéndose de forma discordante sobre los materiales más antiguos: paleozoicos y mesozoicos. La evolución vertical rítmica de estos depósitos compuesta por alternancias de sedimentos mayoritariamente detríticos y sedimentos evaporíticos y/o carbonatados ha permitido distinguir cuatro unidades genético-sedimentarias que se describen a continuación.

1.4.2. Yesos y dolomicritas (8). Unidad Bujalaroz-Sariñena

Los afloramientos de esta unidad son de escasa extensión en el ámbito de la hoja, quedando restringidos al sector septentrional.

Se han realizado dos series en estos sedimentos en los cuales pueden definirse las siguientes facies:

- MA. Margas y/o lutitas verdes a grisáceas en capas milimétricas o como interestratos de capas de yeso.
- DM. Dolomicritas blanco grisáceas en capas centi- a decimétricas con laminación paralela, moldes de sales y escasa bioturbación. Petrográficamente se observa que estas dolomicritas intercalan láminas de terrígenos tamaño limo-arena fina, de composición cuarzo-rentica a subarcósica.
- Y. Yesos de colores variables del gris-verdoso a blanco. En esta unidad y en las series realizadas las capas de yeso son fundamentalmente de tipo masivo Ym con cristales en empalizada en los tramos de base y con estructuras alternantes, masiva, aturronada y nodulosa alabastrina hacia techo (Ynd).

Las asociaciones de facies más características están representadas en la Fig. 4 (**a** y **b**).

Tanto la asociación **a** como la **b**, son características de un medio evaporítico y por la constitución de estas asociaciones de facies pueden interpretarse como depósitos de la zona intermedia de la llanura salina.

Dado que los afloramientos de esta unidad sólo permiten observaciones parciales no pueden deducirse, en el ámbito de la hoja, las características generales del ciclo sedimentario en el que se encuadran estos sedimentos. El espesor máximo aflorante de esta unidad es de 15 m.

Regionalmente a esta unidad se le atribuye una edad Ageniense Superior-Aragoniense.

1.4.3. **Unidad Remolinos-Lanaja**

Esta unidad genético-sedimentaria, definida en sus facies de centro de cuenca en la hoja de Remolinos (322) y sus facies detríticas en la hoja de Lanaja (356), tiene en la hoja de Pedrola una escasa extensión superficial. En la hoja se encuentra únicamente en facies evaporíticas de centro de cuenca. Cartográficamente se han diferenciado dos miembros: uno inferior de carácter lutítico y otro superior evaporítico. El contacto con la unidad infrayacente es neto y concordante.

Esta unidad se corresponde con el Miembro Mediana de la Formación Zaragoza de Quirantes (1969) y se encuentra dentro de la U.T.S. N-1 de PEREZ *et al.* (1988).

La edad atribuida a esta unidad por criterios regionales es Aragoniense.

1.4.3.1. *Lutitas rojas con intercalaciones de yesos tabulares-nodulares* (9)

En las series realizadas, este miembro está constituido por lutitas de color rojo a gris pardo con tintes asalmonados. Son algo limosas, micáceas; intercalan capas de yeso de espesor centimétrico de dos tipos: el más característico son yesos con estructura nodular a micronodular discontinua y morfología externa de *chicken-wire*; son más escasas las capas de yeso en empalizada o aturronado.

Las lutitas y/o lutitas carbonatadas están débilmente bioturbadas y tienen restos vegetales muy escasos.

El espesor máximo de este miembro en la hoja es de 10 m.

1.4.3.2. *Yesos tabulares y laminares* (10)

En paso gradual con el miembro anterior se encuentra un conjunto de yesos en el que, en base a las series realizadas, pueden definirse las siguientes facies:

Ym. Yesos masivos con cristales en empalizada o aturronados.

YL. Yesos laminares en capas milimétricas a centimétricas con estructuras laminares, *tepees* y *chicken-wire*.

En ambas facies son abundantes las estructuras hidroplásticas.

MA. Margas grises poco abundantes como interestratos en las facies anteriores.

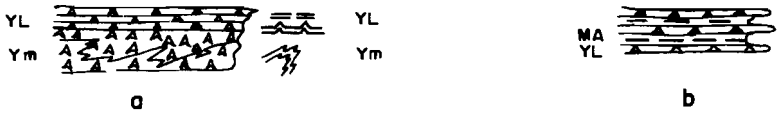


Fig. 5. Afloramientos y asociaciones de facies de la Unidad Remolinos-Lanaja

Las asociaciones de facies más frecuentes se representan en la Fig. 5.

Tanto la asociación **a** como la **b** muestran caracteres genéticos primarios: láminas en la primera y alternancias milimétricas yeso-marga en la segunda. Ambas asociaciones son asimilables a secuencias de lago salino efímero (*playa-lake*) en su zona intermedia.

El espesor de este miembro puede estimarse en un máximo de 12 m.

El conjunto de los dos miembros definidos en la unidad de Remolinos constituye un ciclo aluvial con un espesor aproximado de 20 m, en el que el miembro inferior arcilloso-lutítico corresponde a los depósitos de llanura lutítica y zonas marginales, y el miembro superior a los de zona intermedia y facies transicionales a una zona interna de un sistema de lago salino efímero (*playa-lake*).

Las muestras recogidas proporcionan escasos fragmentos indeterminables de gasterópodos y ostrácodos, por lo que se atribuye una edad Aragoniense a esta unidad por criterios estratigráficos regionales

1.4.4. Unidad de Pallaruelo-Montes de la Sora

Esta unidad genético-sedimentaria es la que aflora más ampliamente en la hoja de Pedrola.

Cartográficamente se han definido tres miembros: uno basal constituido por lutitas y lutitas carbonatadas de color rojo vinoso a gris violáceo (11), uno medio formado predominantemente por yesos con margas y dolomicritas intercaladas (12) y otro superior con dolomicritas que intercalan capas de yeso o bien lutitas rojas alternando con dolomicritas y capas de yeso, según los distintos sectores de la hoja (12a). El contacto con la unidad infrayacente es neto y concordante.

Esta unidad se corresponde, a nivel regional, con el ciclo superior de la U.T.S. N-1 de PEREZ *et al.* (1988), y se encuadra dentro del Miembro Mediana de la Formación Zaragoza de QUIRANTES (1969). Se le atribuye una edad Aragoniense.

1.4.4.1. *Lutitas y lutitas carbonatadas rojas* (11)

Son numerosas las series realizadas, así como las observaciones puntuales en este miembro, en razón de que en el área de estudio son motivo de explotación intensiva para la industria de materiales de construcción y cerámica.

Destaca en este miembro su uniformidad litológica y de espesor en todos los afloramientos, de tal forma que puede considerarse como un "nivel guía", al menos en el ámbito de la hoja.

Pueden distinguirse dos tramos:

Tramo inferior

Está compuesto por lutitas y lutitas carbonatadas pardo rojizas a gris violáceas, en roca fresca, de aspecto masivo y fractura concoide (Fsc). Son frecuentes, especialmente en los sectores centro septentrionales, intercalaciones de láminas y capas centimétricas de limolitas arenosas y/o areniscas limosas de color gris, de base débilmente erosiva, algo bioturbadas y grosera gradación positiva; a techo de alguna de estas capas se observa laminación de *ripples* (Sh).

Los análisis realizados muestran un contenido en carbonatos próximo al 15% con predominio casi absoluto de la dolomita, y un contenido en cuarzo variable del 5 al 10%. Los filosilicatos, caolinita, micas, clorita, montmorillonita, constituyen el 70-80% del sedimento. La presencia de valores constantes de caolinita, micas y clorita en un medio rico en sales solubles, parece indicar un origen heredado, en tanto que los porcentajes muy variables de la montmorillonita parece sugerir un origen en procesos de neoformación y/o transformación.

Petrográficamente se trata de subarcosas y arcosas con porcentajes variables: 5 a 10% de fracción lítica. Los feldespatos están poco alterados, la matriz es muy escasa y el cemento es mixto silíceo-carbonatado. En este tramo es constante la presencia de fisuras verticalizadas rellenas de yeso especular con megacristales decimétricos.

La única asociación de facies representativa de este tramo está representada en la Fig. 6a.

Tramo superior

Está compuesto por lutitas y/o lutitas carbonatadas de color rojo vinoso y de similar composición a las presentes en el tramo inferior, quizás a título genérico con mayor contenido en carbonato y menor en cuarzo, en las que se intercalan capas centimétricas a decimétricas, crecientes en número y espesor hacia techo, de yeso, fundamentalmente de tipo laminar (YL).

El límite entre ambos tramos habitualmente viene marcado por un nivel decimétrico de yeso nodular discontinuo asociado a una costra ferralítica. Los nódulos a su vez muestran su superficie externa ferrificada y a veces, con cristales alterados de sulfuros. En algunos sectores, las facies lutíticas también contienen nódulos dispersos de yeso alabastrino. La bioturbación es constante en este tramo.

La asociación de facies típica de esta unidad se representa en la Fig. 6b.

Las asociaciones **a** y **b** pueden interpretarse como depósitos de un ambiente de llanura aluvial distal, *dry mudflat* (**a**) en paso a zonas marginales de un sistema de lago salino efímero (*planya-lake*) (**b**).

El espesor de este miembro es de 25 m en conjunto, siendo ligeramente más potente el tramo inferior que el superior.

Las muestras recogidas proporcionan escasos fragmentos indeterminables de gasterópodos y ostrácodos, por lo que la atribución cronológica de esta unidad al Aragoniense se hace por consideraciones regionales.

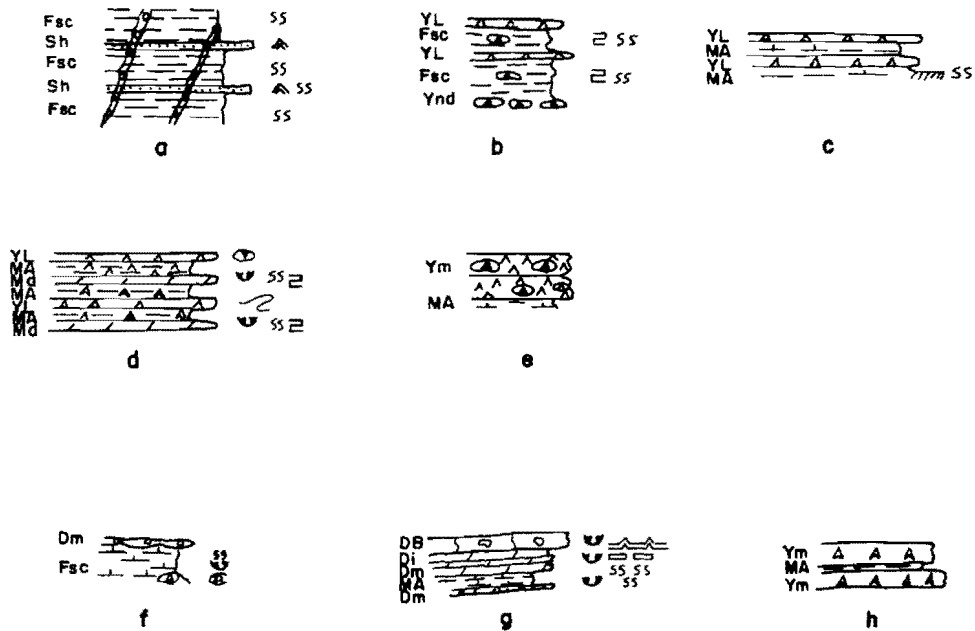


Fig. 6. Afloramientos y asociaciones de facies de la Unidad Pallaruelo-Montes de la Sora

1.4.4.2. Yesos tabulares con capas y láminas de dolomicritas intercaladas (12)

Superpuesto de forma concordante sobre la unidad anterior se encuentra un miembro fundamentalmente yesífero que presenta notables variaciones de potencia, dado su gradual cambio de facies con el miembro suprayacente.

En las series realizadas, el contacto de este miembro con el infrayacente se sitúa en una capa de espesor decimétrico de lutitas verde-grisáceas con fuerte bioturbación (suelo de vegetación), asociada a una costra ferruginosa centimétrica en su base.

Se han distinguido las siguientes facies:

- MA. Lutitas carbonatadas y/o margas de color verde grisáceo, a veces bioturbadas y con moldes de sales. Son escasos los restos vegetales.
- Dm. Dolomicritas blanco grisáceas estratificadas en capas milimétricas a centimétricas con laminación paralela, moldes de sales, bioturbación y escasos *ripples* de oscilación.
- Ym. Yeso masivo, de color gris verdoso a blanco en bancos métricos con textura alabastrina.
- YL. Yeso en capas milimétricas a centimétricas de color blanco a verde grisáceo. En algunas capas se han observado estructuras de laminación paralela, posiblemente de origen algal, *tepees*, *chicken-wire*, *micro-slump* y abundante materia orgánica.
- Ynd. Bancos de yeso con estructura nodular en la que se dan nódulos de alabastro de dimensiones muy variables (centimétricas a métricas).

Las asociaciones de facies más frecuentes se representan en la Fig. 6.

Tanto la facies **c** como la **d**, muestran caracteres genéticos primarios, poco modificados por la diagénesis, que permiten asimilar ambas secuencias a depósitos de *playa lake* en sus zonas intermedias. La asociación **e** puede interpretarse como depósitos de áreas de transición a la zona interna de un sistema de lago salino efímero (*playa-lake*).

En las series realizadas se observa un paso gradual en los tramos inferiores, desde lutitas bioturbadas en la base, a acúmulos de secuencias de tipo **c**, pasando posteriormente a una alterancia **c-e**. De forma gradual se intercalan asociaciones de tipo **d** con desarrollo progresivo del término carbonatado. En conjunto este miembro muestra una megasecuencia con un contenido en carbonato creciente hacia arriba.

1.4.4.3. Dolomías con niveles de yeso y lutitas rojas (12b)

Este miembro muestra un paso gradual en la vertical con el anterior, con el que cambia lateralmente de facies, a veces de forma muy rápida sobre todo en el sector suroriental.

Las asociaciones de facies más representativas distinguidas son las siguientes (fig.6)

- MA. Margas y/o lutitas carbonatadas gris-verdosas con porosidad de moldes de sales y bioturbación.
- Dm. Dolomicritas en capas milimétricas a decimétricas con laminación paralela, *tepees*, porosidad móldica de sales disueltas y bioturbación.
- Di. Intradolomicritas (*wackestone a packstone*) en capas o en láminas alternantes con la facies anterior. En algún caso se observan microbrechas de cantos planos. Son más escasas las capas de brecha de colapso (DB).
- Ym. Yesos masivos o en capas decimétricas con interestratos de margas verdes discontinuas. Color gris verdoso. En algún caso estas capas pasan lateralmente a yeso nodular alabastrino.
- Fsc. Lutitas y/o lutitas carbonatadas (dolomicritas) de color rojo asalmonado a policolores (verde, rosado, ocres) de aspecto masivo con nódulos dispersos de yeso alabastrino.

Las asociaciones de facies más frecuentes se representan en la Fig. 6 (pág. 28).

Este miembro muestra un predominio de facies **f** con intercalaciones de **c** y **g** en el sector suroccidental, en donde se dan los cambios laterales de facies más rápidos entre paquetes carbonatados (**g**) y yesíferos (**h**), en tanto que en los sectores centrales y septentrionales hay predominio casi absoluto de las facies dolomíticas (**g**).

En conjunto estas asociaciones pueden interpretarse como depósitos de llanura lutítica (**f**) en paso, a veces muy rápido, a áreas intermedias de un sistema de lago salino efímero (*playa-lake*).

1.4.5. Unidad Montes de Castejón

Esta unidad genético-sedimentaria está definida en las hojas de Alagón y Remolinos, en donde su constitución muestra un predominio de facies carbonatadas. En la hoja de Pedrola los sedimentos atribuidos a esta unidad constituyen un litosoma complejo, en el cual se definen dos áreas bien diferenciadas: el sector suroccidental con predominio de sedimentos terrígenos y las áreas centrales y noroccidentales con predominio de los carbonatado-evaporíticos.

La Unidad Montes de Castejón en el ámbito de la Hoja de Pedrola, constituye un ciclo sedimentario de constitución compleja con cambios de facies muy rápidos en la lateral y vertical, dentro de la que se ha diferenciado un sistema de abanico aluvial, desde sus facies proximales a distales, un cinturón de facies terrígeno-carbonatadas correspondiente a zonas marginales de un sistema de lago salino efímero (*playa-lake*) y las distintas litofacies de las áreas propias del lago salino, desde las facies carbonatadas del cinturón externo a las evaporíticas del *playa-lake* intermedio y central.

Es de resaltar la posibilidad que existe, dentro del ámbito de este estudio, de observar en deta-

lle el paso de tramos carbonatados a carbonatado-evaporíticos con presencia de yesos microcristalinos y, finalmente, a yesos masivos alabastrinos en extensiones laterales decamétricas (sector de Pozuelo y vértice Otón), de la misma forma que, en distancias similares, el miembro salino en su práctica totalidad pasa a limolitas o margas rojas o rosadas con esporádicas intercalaciones de calizas (vértices Agudo o Foyaterín). La tendencia general del ciclo, como queda de manifiesto en todas las series realizadas, que sistemáticamente finalizan con facies de biomicritas bioturbadas, es hacia una desalinización del lago.

En general, las facies terrígenas están discordantes sobre el substrato preterciario y las facies evaporítico-carbonatadas se encuentran en continuidad sedimentaria con la unidad de Pallaruelo-Montes de la Sora.

Han sido numerosas las series realizadas en la unidad, que han permitido definir los siguientes miembros cartográficos.

1.4.5.1. Conglomerados (13); Areniscas y lutitas rojas (13a)

En el sector suroeste de la hoja, y discordantes sobre el Paleozoico y/o Mesozoico, se encuentran unos conglomerados cuyo espesor máximo es de 35 a 40 m, en los que se han diferenciado las siguientes facies, de acuerdo con el esquema propuesto por MIALL (1978).

GMS. Son paraconglomerados masivos con matriz lutítico-arenosa roja (15-20%). Se han medido bancos de 5 a 6 m. El espectro de los conglomerados es litarenítico y por los porcentajes relativos, dentro de la fracción lítica, serían de tipo calcilitítico. Son bimodales con una la moda en 14 a 15 cm y una 2ª moda en 6-7 cm. El centil se sitúa en 70 a 80 cm. En general los cantos son subredondeados a subangulosos. No se observa estructuración interna ni imbricación. El contacto entre los cuerpos conglomeráticos es irregular, a veces ferrificado o con láminas discontinuas de terrígenos finos. La matriz muestra una composición similar (litarenítica) al espectro litológico de los cantos.

Gm. Son ortoconglomerados con matriz arenosa muy escasa (<5%). Se presentan como bancos de 1 a 2 m y/o capas decimétricas con base levemente erosiva y techo plano a ondulado. Son muy escasos los ejemplos observados de imbricación de cantos y la tendencia generalizada es a una grosera granoclasificación negativa. El espectro litológico de esta facies, es prácticamente idéntico al descrito en la anterior. Son conglomerados calcilitíticos con una primera moda de 12 a 14 cm y un centil de 30 a 40 cm. Los clastos son subredondeados.

Gp. Son ortoconglomerados con matriz muy escasa (<5%). Se estructuran en bancos o capas con granoselección positiva grosera, estratificación de planoparalela a cruzada de gran escala, intercalando cuñas de areniscas con grava. El espectro litológico es de tipo calcilitítico como en las facies anteriores, con una moda principal en cantos de 12 a 15 cm y un centil de 25 a 30 cm. Los cantos son subredondeados.

Gt. Son orto- y paraconglomerados con porcentajes de matriz variables del 5 al 30%, con estratificación cruzada en surco de media a gran escala y gradación positiva. El espectro

litológico es calcilitítico y su moda principal son cantos de 8 a 10 cm, subredondeados. El centil es de 20 a 25 cm.

- SE. Una variante de la facies anterior y con muy escasa representación en el ámbito de la hoja, son estos conglomerados con estratificación cruzada en surco en los que se observan bancos de conglomerados calcilitíticos y niveles constituidos por oncolitos con tamaños de 2 cm a 8 cm. Los oncolitos, muestran múltiples perforaciones biogénicas superficiales que les confieren una morfología externa rugosa, y muestran una variabilidad desde el tipo elipsoidal a subesféricos.

En areniscas y lutitas se han observado las siguientes facies:

- St. Son areniscas de grano medio a grueso con grava dispersa, de color gris a amarillento rojizo, en capas o bancos con estratificación cruzada en surco de media escala. Petrográficamente son litarenitas.
- Sr. Son areniscas de grano medio fino, de color gris a blanco amarillento estratificadas en capas centimétricas con laminación de *ripples* y bioturbación. Petrográficamente son litarenitas y, en menor proporción, sublitarenitas.
- Fl. Limolitas y lutitas limosas de color rojizo a asalmonado con láminas y estratificación lenticular de areniscas muy finas. El conjunto está bioturbado.
- Fsc. Agrupa los depósitos de grano más fino compuestos por lutitas y/o lutitas carbonatadas, rojo asalmonadas, bioturbadas, con nódulos carbonatados dispersos y aspecto masivo.

Las asociaciones de facies más representativas se representan en la Fig. 7.

Las facies **a**, **b** y **c**, se asocian normalmente alternando el predominio de una u otra según los afloramientos, y son mayoritarias en el sector próximo a los materiales pre-terciarios. Por sus características sedimentológicas son asimilables a depósitos de relleno de cañón de la cabecera de abanico (**a**) y la asociación **b-c** a depósitos de lóbulos conglomeráticos directamente relacionados (facies proximales) con el cañón.

La asociación **d** es característica de depósitos de lóbulo medio y facies de interlóbulos o intercanal en sus términos superiores, y las facies **f** y **g** pueden interpretarse como depósitos de abanico distal. La asociación de facies **e**, por sus características específicas, estaría relacionada con canales fluviales, en sectores distales del abanico, en cuya proximidad se desarrollan encharcamientos, donde tiene lugar la actividad biogénica que origina los oncolitos. Estos canales, a favor de avenidas esporádicas, erosionan los depósitos laterales incluyendo los oncolitos como sedimento transportado.

En resumen, los sedimentos cartografiados en el sector suroccidental de la hoja, forman parte, en su conjunto, de un sistema deposicional de abanico aluvial (Abanico de los Corrales) en el que, dentro del ámbito de estudio, puede observarse desde los acúmulos de facies de cañón: **a** y **b**, a facies de barras y canales de lóbulo medio: **c** y **d** asociadas a facies de interlóbulos y

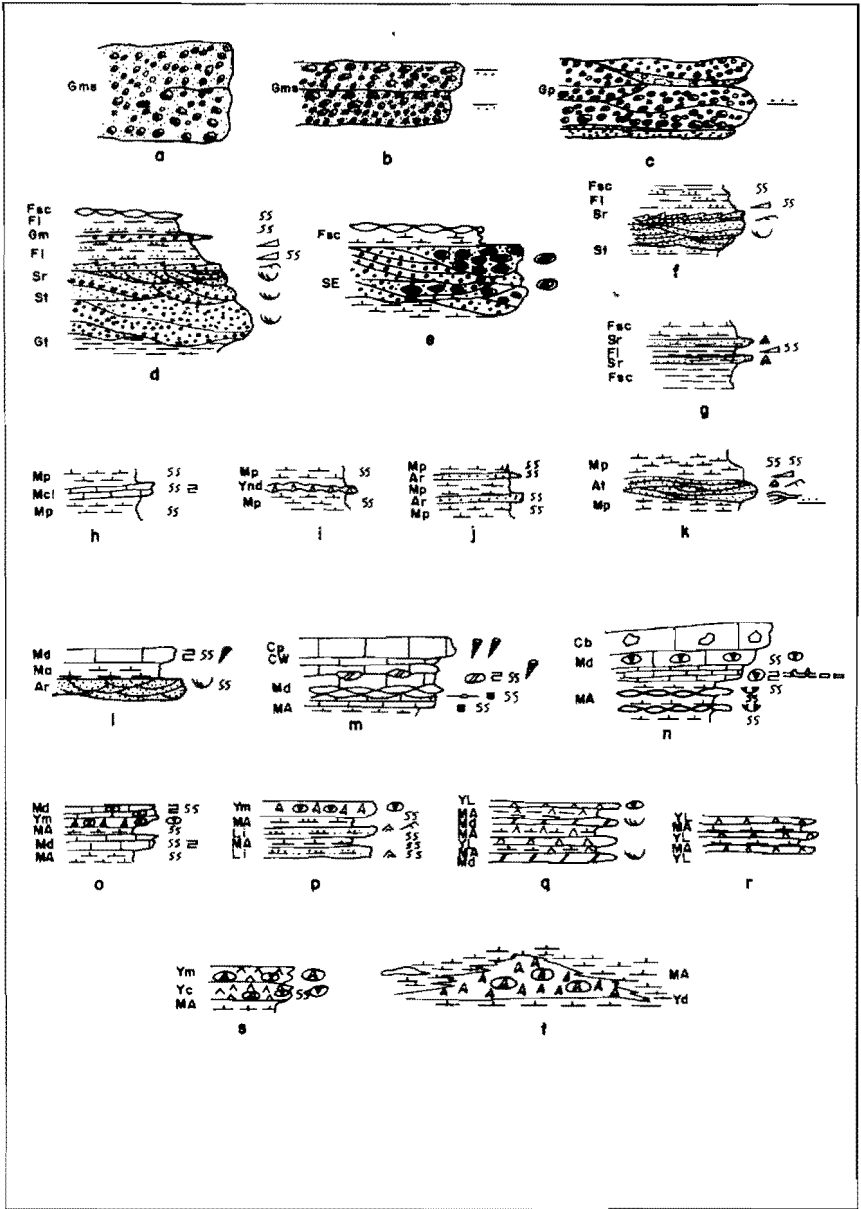


Fig. 7. Asociaciones de facies de la Unidad de Montes de Castejón

desbordamiento y, finalmente, en los sectores paralelos a la carretera de Fuendejalón a Lumpiaque, facies **f** y **g** de abanico distal y su interconexión con las facies lacustres y/o palustres (Fig. 7).

Las muestras recogidas en las facies lutítico carbonatadas no han proporcionado restos fósiles. Por criterios de correlación regional se supone una edad Aragoniense para esta unidad.

1.4.5.2. *Margas pardas* (13b)

Esta unidad está compuesta por margas de color pardo a marrón oscuro que intercalan paquetes, capas y láminas de areniscas, calizas y, localmente, yesos nodulares alabastrinos hacia la base. Tiene una potencia de 4 a 15 m y aflora en los sectores centrales y noroccidentales de la hoja, sobre los sedimentos de la Unidad de Pallaruelo-Montes de la Sora.

En las series realizadas, se han diferenciado las siguientes facies:

- Mp. Son margas y/o lutitas carbonatadas de color pardo a marrón oscuro en corte fresco, bioturbadas, con escasos moldes de sales hacia la base y localmente a techo. El componente calcáreo es calcita. En sectores muy localizados, donde el miembro alcanza espesores considerables (sector centro septentrional, vértice Agudo), los tramos superiores muestran coloraciones diversas con predominio del rojo vinoso.
- Md. Son calizas micríticas de color gris a blanquecino estratificadas en capas centi-a decimétricas con laminación paralela y bioturbación.
- Ar. Areniscas micáceas grises en capas centimétricas con laminación de *ripples* y bioturbación. Petrográficamente son litarenitas con abundante matriz.
- At. Areniscas de grano medio a grueso con grava dispersa, en capas decimétricas de color variable pardo-rojizo a grisáceo. Muestran granoclasificación positiva y estructuras *hummocky-cross bedding* (H.C.S.).
- Ynd. Son yesos nodulares alabastrinos. Los nódulos son centimétricos con textura *chicken-wire* y núcleos de pirita framboidal alterados a limonita en su envuelta externa.

Estas facies se agrupan en las asociaciones de facies que pueden observarse en la figura 7.

En la cartografía de esta unidad pueden diferenciarse dos sectores a grandes rasgos: un sector subparalelo al abanico de los Corrales, en el que esta unidad está constituida mayoritariamente por asociaciones de facies **j** y **k** (Fig. 7), y el área centro meridional y noroccidental donde predominan las asociaciones **h** e **i**.

El conjunto de facies y asociaciones de facies descritas, así como su distribución areal, pueden interpretarse como depósitos de llanura lutítica (*dry mudflat*) con lagunas carbonatadas efímeras, conectado con las facies distales del abanico de Los Corrales. La distribución areal de las asociaciones de facies permite distinguir distintos submedios. En el sector noroccidental se

encuentran asociaciones de facies que pueden interpretarse como depósitos de la zona marginal de un modelo de lago salino efímero (*playa-lake*), físicamente conectado a la llanura lútica o *dry mudflat*.

En esta unidad se ha podido determinar *Sphaerochara* cf., *inconspicua* (AL. BRAUN EX. UNGER) FEIST-CASTEL y fragmentos de ostrácodos y gasterópodos inclasificables, que definen una edad Aragoniense probablemente inferior-medio.

1.4.5.3. *Alternancia de calizas y margas* (13c)

Esta unidad está compuesta por calizas micríticas grises con intercalaciones de margas. Se superpone de forma discordante sobre los materiales mesozoicos en el ángulo suroccidental de la hoja, de forma concordante sobre la unidad 13b, y en cambio lateral de facies con las unidades 13a y 13d. El espesor máximo de este miembro es de 25 a 30 m.

En esta unidad se han distinguido las siguientes facies:

- MA. Margas gris verdosas masivas con restos carbonosos y escasa bioturbación. En el sector occidental en donde esta unidad se apoya discordante sobre el preterciario, esta facies muestra localmente colores rojizos asalmonados. Intercalan capas de calizas micríticas nodulosas rosadas de escasa continuidad lateral.
- Md. Son calizas micríticas grises a blanco grisáceas estratificadas en capas centi- a decimétricas con laminación paralela y bioturbación. Localmente presentan porosidad de moldes de sales y *tepees*. Pasa lateral- y verticalmente a niveles de brechas (brechas de colapso) (Cb), con dolomitización secundaria a veces intensa.
- Cw. Son calizas de textura *wackestone* de color gris a crema estratificadas en capas decimétricas con laminación paralela y bioturbación. Incluyen nódulos de sílex. Petrográficamente pueden clasificarse como intramicritas laminadas, observándose niveles de láminas rotas e intraclastos. La presencia de restos fósiles en esta facies es constante aunque escasa, y los núcleos de silicificación abundantes. La fracción arenosa es inferior al 5% del total, y normalmente se observa como láminas con base erosiva y gradación positiva.
- Cp. Son calizas de textura *wackestone* a *packstone* de color crema a beige estratificadas en capas decimétricas muy bioturbadas con nódulos de sílex. Pueden clasificarse como biomicritas (gasterópodos, lamelibranquios, ostrácodos, caráceas, etc.) con porcentajes más escasos de intraclastos y pelets. La fracción arenosa es variable del 3 al 20% y de tipo cuarzorenítico.
- Ar. Son areniscas de de grano medio a fino, estratificadas en capas centi- a decimétricas de color blanco amarillento a anaranjado. En los afloramientos occidentales, el tamaño de grano es grueso con grava dispersa. Muestran estratificación cruzada en surco de media escala en las capas de mayor espesor y laminación paralela o cruzada de *ripple* en las

más delgadas. La bioturbación es intensa, llegando en algunos casos a destruir las estructuras sedimentarias. Petrográficamente son sublitarenitas cuya fracción lítica muestra un predominio de los fragmentos de rocas carbonatadas.

Ym. Son capas de yeso masivo con textura megacristalina de espesor muy variable de centimétrico a decamétrico. Estos niveles incluyen en sus transiciones a niveles carbonatados abundantes nódulos de sílex de morfología botrioidal y color gris oscuro a negro.

Las asociaciones de facies más frecuentes se representan en la Fig. 7 (pág. 33).

Los tramos inferiores de esta unidad muestran un predominio de ciclos marga-caliza (asociaciones **o**) con o sin yeso y ciclos similares con brechas de colapso a techo (**n**). En ambos casos, el que la secuencia esté completa o truncada, está en relación directa con la posición paleogeográfica del afloramiento respecto a la unidad evaporítica (13d). En los tramos superiores predominan las calizas (asociación **m**). Los niveles de areniscas sólo se encuentran en el sector occidental (asociación de facies **l** que alterna con la **m**).

La constitución litológica, asociaciones de facies y distribución areal de esta unidad permiten interpretar esta unidad como depósitos de un sistema lacustre. Los niveles basales incluyen facies detríticas tractivas relacionadas con canales fluviales de áreas distales del abanico aluvial, que evolucionan hacia arriba a depósitos de carbonatos palustres (bioturbación y restos vegetales) para pasar, finalmente, en los tramos superiores a sedimentos carbonatados de lagos someros o zonas marginales de lagos más amplios.

Ha podido determinarse en esta unidad *Chara notata*, GRAMB. y PAUL, probable *Candona* cf. *curvata*, CARBONNEL y restos inclasificables de ostrácodos, peces y calcificaciones prismáticas referibles a *Microcodium*. El yacimiento de la Paridera de Pinos, situado al sur de Fuendejalón, está situado en sedimentos de este miembro y ha sido estudiado por AZANZA *et al.* (1988), quienes proponen una edad Aragoniense superior (unidades 6-7 de MEIN, 1975).

1.4.5.4. Yesos con intercalaciones de limos y calizas (13d)

En concordancia y/o cambio de facies en sentido lateral y vertical con las unidades (13b y c), se distingue un conjunto de sedimentos de carácter evaporítico que cartográficamente se circunscribe a los sectores centro y noroccidentales de la hoja. El espesor máximo de este miembro es de 50 a 55 m.

En las series realizadas se han distinguido las siguientes facies:

- MA. Margas grises a verdosas con laminación paralela y escasa bioturbación. Localmente son masivas con bioturbación intensa. Es generalizada la presencia de cristales dispersos de yeso secundario.
- Md. Calizas micríticas grises a blanco grisáceas estratificadas en capas centi- a decimétricas con laminación paralela, bioturbación y moldes de sales. Tienen abundantes nódulos de

silex de tamaño variable. En algún caso es llamativa la presencia de núcleos de pirita.

- YL. Yesos en capas milimétricas a centimétricas de color blanco-verdoso. Muestran estructuras de laminación paralela, *tepees*, *chicken-wire* y micro-slumps.
- Ym. Yesos masivos de color gris, blanco y verde, en bancos con textura alabastrina. Los nódulos alabastrinos pueden alcanzar un volumen de hasta 1 metro cúbico.
- Yc. Son yesos de color marrón a acaramelado, estratificados en capas decimétricas con textura microcristalina. Incluyen nódulos centimétricos de silex negro.
- Yd. Son yesos grises con morfología monticular constituidos por yeso detrítico con granos de tamaño arena media gruesa. En estos niveles pueden desarrollarse grandes nódulos de alabastro. Pueden corresponder a depósitos de yesarenitas originados por acumulación mecánica.
- Li. Limolitas de color pardo-asalmonado, estratificadas en capas centi- a decimétricas con laminación paralela y de *ripple*. Petrográficamente son litarenitas y sublitenitas, con un porcentaje de fracción arcillosa variable (20-30%) y cemento carbonatado.

Las asociaciones de facies más frecuentes son las representadas en la Fig. 7.

Los caracteres sedimentológicos primarios que muestran las asociaciones compuestas por alternancias de margas y yesos laminares: **q** y **r**, permiten interpretarlas como depósitos de áreas intermedias, en paso a la interna de un lago salino efímero. La asociación de yesos masivos: **s**, puede interpretarse como depósitos de la zona intermedia en paso a la central, y las asociaciones de yesos con intercalaciones de niveles detríticos y yesos detríticos: **p** y **t**, a depósitos de áreas marginales del complejo de lago salino efímero (*playa-lake*).

1.4.5.5. Calizas de gasterópodos (14)

Esta unidad compuesta por calizas con pequeñas intercalaciones de margas aflora en el sector centro-meridional de la hoja, en donde aparece interestratificada en la unidad 13c.

En esta unidad se han distinguido las siguientes litofacies:

- Ma. Margas grises masivas y bioturbadas.
- Md. Calizas micríticas de color gris a beige, estratificadas en capas decimétricas, intensamente bioturbadas. Tienen escasos restos fósiles porosidad fenestral y nódulos de silex.
- Cw. Calizas de textura *wackestone* a *packstone* estratificadas en capas decimétricas con estratificación cruzada en surco de media a gran escala, y color gris crema a beige.
- Cwg. Calizas de textura *packstone* a *wackestone* gradadas, en capas decimétricas con *hummocky cross bedding* y *swaley*.

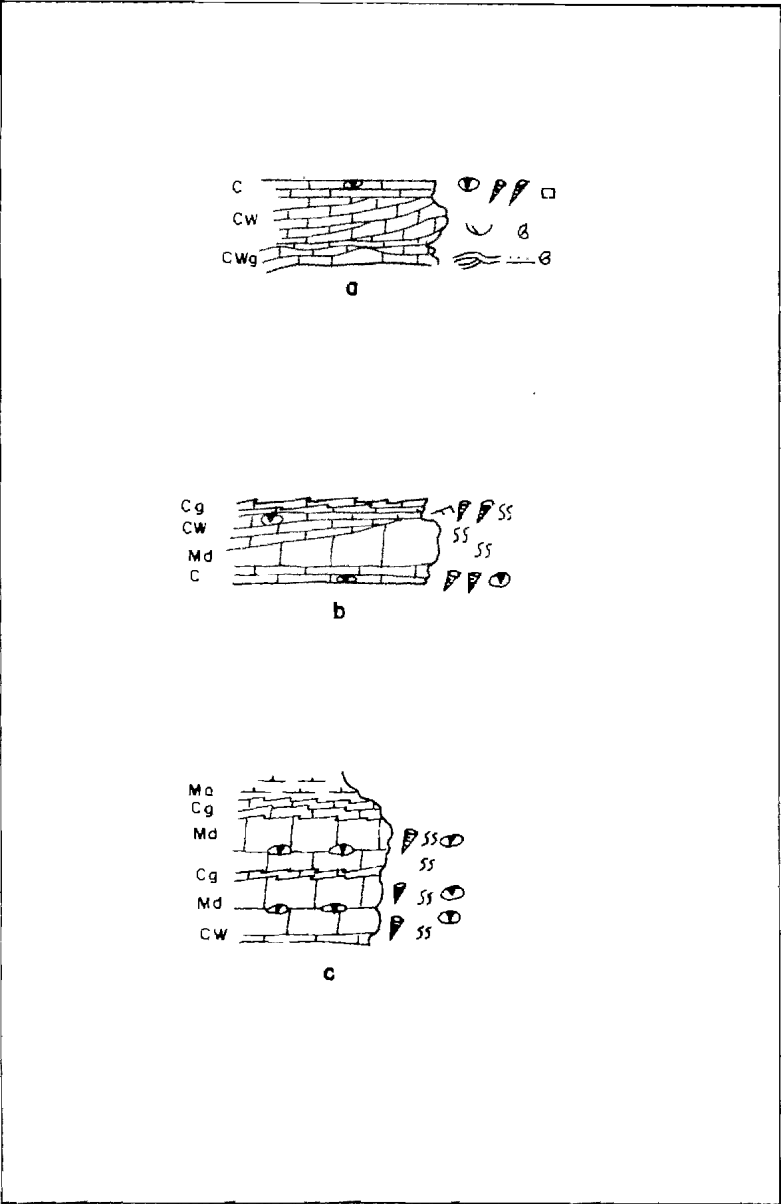


Fig. 8. Asociaciones de facies de la Unidad de San Caprasio

- Cg. Calizas de textura *packstone* y/o *grainstone* estratificadas en capas centi- a decimétricas (bioclásticas) con laminación de *ripple*.
- C. Calizas de textura *wackestone* a *packstone* de color crema con abundante fauna de gasterópodos y bioturbación.

Estas facies se organizan en tres modelos de asociaciones de facies que se representan en la Fig. 8.

La asociación **a** está compuesta por niveles con estratificación cruzada *hummocky* y/o *swaley* en la base. Sobre ellos se encuentran depósitos de relleno de canal con estratificación cruzada en surco de media a gran escala compuestos por calizas *packstone* intraclásticas, y en el techo por capas centimétricas de calizas con gasterópodos que uniformizan las desigualdades morfológicas.

Como resumen, esta asociación de facies muestra un salto brusco en las condiciones de sedimentación con un paso de medios lacustres y/o palustres de baja energía a depósitos de tempestitas y facies de relleno de canal por carbonatos detríticos.

La asociación **b** está compuesta por montículos de fango de espesor métrico y extensión lateral decamétrica, en los que puede observarse el desarrollo del montículo de barro sobre capas biointraclásticas. Sobre el montículo se dispone un abanico de capas, compuestas por calizas de textura *wackestone*, que muestran a veces deslizamientos gravitacionales y que pasan hacia arriba a *grainstones* con estratificación cruzada. Esta secuencia es muy frecuente y puede interpretarse como acumulaciones de barro micrítico atrapado por la vegetación acuática en las áreas palustres.

La asociación **c** es la más representativa del tramo superior de la unidad. Está compuesta fundamentalmente por calizas micríticas en bancos o masivas con interestratos de margas grises y capas centimétricas de calizas de textura *packstone* con laminación cruzada.

1.5. CUATERNARIO

Los sedimentos de esta edad están ampliamente repartidos en el ámbito de la hoja, pero afloran extensamente en el cuadrante oriental por donde discurren los ríos Ebro y Jalón.

Las formaciones superficiales cartografiadas se describen ampliamente en el capítulo 3. A título de resumen pueden significarse los conjuntos siguientes.

1.5.1. Pleistoceno

1.5.1.1 Terrazas (15, 17, 18, 20, 21, 22, 24 y 25)

Se han atribuido a esta edad los depósitos de génesis fluvial con componentes de cantos, arenas y limos que se han jerarquizado por sus cotas respecto al cauce actual del río Ebro. La

secuencia de la más alta a la inferior es de 190, 140, 115, 90, 75, 55-60, 35 y 20 m sobre el cauce actual que se han correlacionado con las de la red de afluentes.

1.5.1.2. *Glacis* (16, 19 y 23)

Por correlación con las terrazas se han incluido en el Pleistoceno las tres generaciones de glacis más antiguas. Se trata de depósitos terrígenos poligénicos de gran variabilidad de potencias, componentes y estructuras.

La primera generación (16) se correspondería con las terrazas de 115 y 140 m, la segunda (19) con las de 55-60 a 90 y la tercera (23) con las de 20 y 35 m.

1.5.2. **Holoceno (26) a (33)**

Se han atribuido a esta edad los depósitos cuaternarios recientes que corresponden a la terraza de 10 m (28), la llanura de inundación de los ríos Ebro y Jalón (31), con zonas de encharcamientos (32), barras y fondos de valle (33), conos aluviales (29), glacis de la cuarta y quinta generaciones (27) y (30) y coluviones (26)

2. TECTONICA

2.1. MARCO TECTONICO REGIONAL

Regionalmente la Hoja de Pedrola se sitúa en el margen noreste de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica, incluyendo una porción de la Cuenca endorreica del Ebro. Dentro de la hoja afloran materiales devónicos afectados por la orogenia Hercínica, materiales mesozoicos, deformados en la orogenia Alpina y depósitos miocenos postorogénicos.

En la orogenia Hercínica se reconocen tres fases de deformación en los materiales precámbricos y paleozoicos (TEJERO y CAPOTE, 1987), que tienen lugar durante el Carbonífero inferior y darían lugar, primero a pliegues de dirección NO-SE, verticales o vergentes al noreste, después a fallas inversas y cabalgamientos con esa misma dirección y, por último, pliegues de orientación N100-145° verticales o vergentes al norte.

Tras la etapa de engrosamiento cortical provocado por la orogenia hercínica, tiene lugar un régimen de tectónica de desgarre y finalmente un periodo de tectónica extensional, que da lugar a la formación de cuencas intramontañosas donde se depositan sedimentos continentales durante el Pérmico. El contexto tectónico distensivo, ya más generalizado, continúa durante el Triásico inferior.

La orogenia Alpina, que abarca desde el Eoceno hasta el Oligoceno es la responsable de la configuración actual de la Cordillera Ibérica, con pliegues y cabalgamientos de dirección NO-SE y vergencia hacia el noreste en este sector de la cordillera.

La Cuenca del Ebro, en sentido tectónico, corresponde fundamentalmente a los últimos estadios de evolución de la cuenca de antepaís de la Cordillera Pirenaica. En superficie sus límites están marcados por esta cadena, la Cordillera Ibérica y los Catalánides, y en subsuelo su extensión es mayor, ya que está recubierta parcialmente por el Pirineo y su prolongación occidental, la Cordillera Cantábrica y por parte de la Cordillera Ibérica. De estos orógenos son los Pirineos los que han ejercido una mayor influencia en la génesis y evolución de la cuenca de antepaís.

El sustrato de la Cuenca del Ebro está constituido por un zócalo paleozoico sobre el que se dispone una cobertera mesozoica incompleta, con predominio de los materiales triásicos y jurásicos, ocupando los materiales más modernos la posición más meridional. Los mapas de isobatas de la base del terciario (RIBA *et al.*, 1983) muestran una inclinación general de la superficie superior del sustrato pre-cenozoico hacia el norte (Pirineos), llegando a alcanzar profundidades superiores a 3500 m. bajo el nivel del mar en su sector septentrional (más de 5000 m. en La Rioja alavesa), mientras la parte meridional se mantiene siempre a menos de 1000 m.

La edad del relleno sedimentario, muestra una pauta clara: los depósitos más antiguos se ubican en los sectores septentrional y oriental y los más modernos en las áreas meridionales y occidentales. Esto es un reflejo de la evolución de la deformación en el orógeno pirenaico, hacia el antepaís y progresivamente más moderna de este a oeste.

El estudio de superficie de la Cuenca del Ebro muestra una estructura geológica muy sencilla, con capas subhorizontales o con buzamientos muy suaves en la mayor parte de la cuenca,

excepción hecha de aquellas áreas próximas a las cadenas colindantes. Las deformaciones más abundantes en la cuenca está ligadas a fenómenos halocinéticos. Sin embargo, la cartografía de detalle pone de manifiesto la existencia de estructuras que, si bien no suelen ser deformaciones de gran intensidad, sí presentan cierta continuidad lateral que refleja la presencia de direcciones paralelas a las estructuras ibéricas a lo largo de prácticamente la totalidad de la cuenca, así como otras de orientación NNE a NE, más difíciles de detectar. Estas direcciones preferentes también se manifiestan en los lineamientos detectados con imágenes de satélite y parecen ser reflejo en superficie de estructuras mayores que en algunos casos llegan a afectar al sustrato, como ponen de relieve los hasta el momento no muy abundantes datos de subsuelo.

2.2. DESCRIPCIÓN DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS

La disposición cartográfica de los materiales de la hoja, en donde coexisten materiales afectados por dos fases orogénicas diferentes con materiales postorogénicos condiciona la existencia de estructuras que se observan en áreas muy localizadas estando cubiertas en el resto por los materiales postorogénicos miocenos. De una forma general se pueden distinguir en la hoja dos dominios con una estructura muy diferente:

a) Borde ibérico, situado en la esquina SO de la hoja, con estructuras que afectan a los materiales del Devónico y Buntsandstein.

b) Depresión del Ebro, con estructuras que afectan a los materiales miocenos del resto de la hoja y a los mesozoicos que de manera aislada aparecen en su límite meridional.

2.2.1. Borde ibérico

Dentro de esta reducida zona se ha diferenciado:

Monoclinal de Bco. de Rané. Es una serie prácticamente continua de Buntsandstein que buza unos 20° hacia el noreste. Los términos superiores de la serie, de predominio lutítico, suelen presentar pliegues secundarios y fallas que no afectan a la estructura general.

Complejo de las Lomas de Pedroso y Galiana. Los materiales devónicos aflorantes en esta área buzan entre 35° a 70° al SO. Como estructuras ligadas a la segunda y tercera fase de la orogenia Hercínica se ha observado esquistosidad de plano axial en los tramos pizarrosos y pliegues de flancos paralelos con vergencia al noreste en los tramos de alternancia areniscas-lutitas. Esta serie se superpone sobre el monoclinal del Barranco de Rané mediante un cabalgamiento de dirección NO-SE (ibérica) y vergencia al suroeste.

2.2.2. Depresión del Ebro

Los afloramientos mesozoicos que afloran de forma dispersa entre los depósitos miocenos en el sector suroccidental de la hoja presentan pequeños cabalgamientos de orientación NO-SE y vergencia suroeste. El nivel de despegue de estas escamas son las lutitas y yesos de facies Keuper.

Los materiales neógenos están muy escasamente deformados, mostrándose sus diferentes unidades prácticamente horizontales. No obstante, la cartografía ha revelado resultados que no se desprenderían de restringir el estudio a una escala menor. Gracias a las condiciones de afloramiento del Terciario, se ha podido comprobar la existencia de pliegues de gran radio y extensión kilométrica. El más importante es el anticlinal de la Serreta que presenta una dirección NO-SE, muy próxima a las descritas por QUIRANTES (1969), y varios pliegues menores de orientación NNE-SSO que afectan a la unidad cartográfica 14, también coincidentes con las directrices de la deformación regional. La suave inmersión del bloque terciario de los Pelaos hacia la confluencia Ebro-Jalón también es un hecho reseñable y constituye, al tiempo, parte del flanco nororiental del laxo anticlinal de La Serreta y del flanco suroccidental de la sinforma "Sinclinal de Logroño-Sástago" (QUIRANTES, 1969).

La deformación frágil no parece tener demasiada relevancia, presentándose fracturas de escasa entidad y salto asociadas a pliegues en yesos y calizas, a veces muy penetrativas, dando un aspecto cuarteado.

Aunque la convergencia en la dirección de las estructuras es manifiesta, resulta difícil precisar si su origen es puramente tectónico por las razones expuestas con anterioridad. De cualquier forma, el rasgo más característico de la zona se centra en probables deformaciones diapíricas y la creación de campos de dolinas por disolución de yesos con posterior colapsamiento, bien visible cuando existen depósitos cuaternarios.

Los resultados del análisis de fallas son coherentes con el modelo deducido a partir del estudio del diaclasado que presentan los materiales competentes miocenos. Estos muestran un diaclasado bastante intenso, con planos subverticales de escala decimétrica a métrica, que se agrupan generalmente en dos familias, una principal N-S y una segunda subperpendicular. Este patrón de diaclasado generalizado puede explicarse en el contexto del campo de esfuerzos reciente, consistente en la superposición de una compresión N-S y una distensión radial. Esta superposición origina un régimen de distensión tendente a multidireccional, con el eje σ_2 situado en dirección N-S, es decir, coincidente con el eje σ_1 del campo compresivo.

Si bien este sistema de diaclasado se presenta de forma generalizada en la Depresión del Ebro y la Cordillera Ibérica, localmente se encuentran afloramientos en los que el esquema de fracturación no es exactamente el mismo. En la presente hoja hay varios lugares donde aparece una nueva familia de diaclasas NO-SE. Esta dirección anómala podría interpretarse como producto de una desviación de las trayectorias de esfuerzos por efecto de fallas mayores preexistentes en el sustrato, con orientación ONO-ESE a NO-SE.

2.3. NEOTECTONICA

Considerando como época neotectónica desde el Vallesense (inclusive) hasta la actualidad, y teniendo en cuenta que los depósitos terciarios más modernos de la hoja pueden extenderse hasta el Aragoniense superior, puede decirse que la totalidad de sus deformaciones pueden ser consideradas como neotectónicas.

En los depósitos del Aragoniense superior, al margen de las redes de diaclasas que a veces llegan a afectar a depósitos holocenos, las deformaciones más importantes son un abombamiento central y un basculamiento general de la serie neógena hacia los cauces del Ebro y Jalón, conjugada con otros abombamientos y dislocaciones locales de probable génesis halocinética de los que se citan los más relevantes:

Un pliegue falla en Albeta que afecta a materiales carbonatados de la unidad Montes de Castejón.

Un basculamiento hacia el NNO en las proximidades de Pozuelo de Aragón relacionado con los términos yesíferos de la misma unidad anterior y que afectan también a depósitos cuaternarios.

A otro tipo de génesis, probablemente tectónica, se atribuyen:

Pliegue NO-SE subparalelo a la Cra. Nal. 220, cuya génesis debe responder a esfuerzos compresivos que se evidencian en su teórica intersección con el Jalón (proximidades de Rueda de Jalón) al sur de la hoja, en donde se observan pequeñas fallas inversas.

Diaclasado con familias paralelas y perpendiculares al río Huecha en las proximidades de Magallón; la primera con dirección N60 coincide también con un sistema de fallas, mientras que la segunda N160, localmente toma aspecto de esquistosidad de fractura.

Inflexiones del Bco. del Bayo que parecen acomodarse a otras dos familias de diaclasas N10 y N100-110, muy semejantes a las medidas en Albeta y La Serreta.

Por lo que respecta a los depósitos del Cuaternario, se distinguen diferentes tipos de deformaciones que se encuadran en cuatro grupos genéticos: kársticas, diapíricas, tectónicas e hidroplásticas.

Las deformaciones kársticas se observan como estructuras sinformes, fallas y flexuras normales, discordancias internas, etc., y responden a la solubilización de materiales evaporíticos bajo los depósitos cuaternarios. En muchas ocasiones, estas morfologías se encuentran fosilizadas por depósitos posteriores. En la actualidad se reconoce su funcionalidad por la generación de dolinas que afectan a terrenos aluviales (SORIANO, 1986; PEREZ DEL CAMPO Y LANZAROTE, 1988) evidentes en las terrazas de 30 y 55 m y del Neógeno, originando aparatosos colapsos, apreciables en el escarpe de la margen derecha del valle del Jalón.

Los fenómenos diapíricos también producen estructuras vistosas, siendo frecuentes flexuras y fallas inversas, pliegues apretados, basculamientos locales, etc. El material responsable de estas deformaciones (SIMON y SORIANO, 1985 a y b) es, en la mayoría de los casos, de carácter mar-

goso, adoptando el yeso un comportamiento competente. Estos materiales margosos resultan de su acumulación en la interfase mioceno/cuaternario por la disolución de las evaporitas que las contenían en forma de impurezas e intercalaciones. Si bien este tipo de deformación llega a afectar a depósitos holocenos, su desarrollo se manifiesta como discontinuo.

A esta génesis diapírica se atribuyen las siguientes estructuras:

Abombamiento al SO de Pedrola (km 35 de la Cra. Nacional.) en la terraza de +60 m.

Dos fallas inversas entre Bardallur y Bárboles, muy verticalizadas, en un glacis-terracea de +60 m.

Inyección de margas y estructuras de colapso en la Dehesa de Cayo en una formación equivalente al anterior glacis-terracea.

Como basculamientos más relevantes reflejados en los depósitos cuaternarios más antiguos se encuentra el de la Lomaza con clara pendiente hacia el noreste, aunque para una más precisa evaluación, teniendo en cuenta que su desmoronamiento por las laderas puede enmascararla, sería necesario realizar un estudio de las isohipsas de su muro.

De menor envergadura es el observado en la cantera del apeadero de Plasencia en la terraza de 35 m con basculamiento hacia el SO y probable relación con procesos de disolución de los yesos terciarios infrayacentes.

Las deformaciones de carácter tectónico quedan reducidas a diaclasas y fallas, afectando tanto a los depósitos terciarios como a los cuaternarios (ZUIDAM, 1976; SIMON y SORIANO, 1985 a y b; SIMON, 1989; SORIANO, 1990). Regionalmente las mediciones realizadas en depósitos del Pleistoceno superior y Holoceno revelan la existencia de cuatro familias de diaclasas en dirección N, NNE, E y ESE. Estas diaclasas pueden relacionarse con la tectónica de tipo distensivo que se produjo en la región hacia el Mioceno superior-Plioceno, que, aunque apenas se manifiesta por estructuras cartográficas, sí produjo un sistema de diaclasado bastante homogéneo y algunas fallas normales de pequeño salto. El campo de esfuerzos sería una distensión tendente a radial con σ_3 próximo a E-O, lo que da lugar a una familia principal de diaclasas en torno a N-S. El intercambio de σ_2 y σ_3 en la horizontal tras producirse dichas fracturas daría lugar a una familia secundaria en dirección E-O.

Por lo que respecta a las deformaciones hidrolásticas, se ha encontrado un ejemplo en un corte de la "Acequia de Luceni" al norte de Oitura, en el límite este de la hoja. Estas deformaciones afectan a materiales limo-arenosos pertenecientes a un depósito de la terraza de 30 m atribuida al Pleistoceno medio. Se observan conductos de escape de fluidos con estructura concéntrica, figuras de extensión de gravas y laminaciones convolucionadas a escala decimétrica.

3. GEOMORFOLOGIA

3.1. DESCRIPCION FISIOGRAFICA

La hoja de Pedrola está situada en la zona suroccidental de la unidad fisiográfica de la Depresión Terciaria del Ebro, abarcando una pequeña porción de su margen Ibérico.

En el ángulo nororiental está recorrida por el cauce del río Ebro con dirección NO-SE y cota de 215 m, a cuyo valle actual desciende la suave vertiente, que arranca del margen oriental de la Cordillera Ibérica, representada por varias lomas constituídas por materiales paleozoicos con cotas entre 800 y 1000 m.

El clima es mediterráneo, de templado a seco, semiárido, con una temperatura media anual de unos 14 a 15°C y una pluviometría media de 400 mm/año.

3.2. ANALISIS GEOMORFOLOGICO

3.2.1. Estudio morfoestructural

La hoja se sitúa en la parte central de la Depresión del Ebro, donde los terrenos paleozoicos y mesozoicos del margen de la Cordillera Ibérica y particularmente los sedimentos terciarios sub-horizontales han sido modelados por la actividad erosiva de la red fluvial cuaternaria, hoy representada por el río Ebro y sus afluentes: el Jalón, presente en su tramo final y el Huecha.

Se diferencian así tres zonas definidas por sus peculiares características

a) Margen Ibérico

Presente en el ángulo suroccidental, está constituido por el alto relieve paleozoico labrado en las alternancias de pizarras y cuarcitas devónicas, y su orla de depósitos del Triásico y Jurásico. Las cotas de sus lomas (Galiana, Caravacas, Pedroso Alto y Pedroso Bajo con 1002, 822, 782 y 744 m, respectivamente) destacan sobre un nivel de base local actual cercano a los 600 m desde el que aproximadamente arrancan los glaciares más antiguos.

b) Corredor del Ebro

Está definido en la esquina noreste con una anchura de unos 6 km por las terrazas bajas y medias de la margen derecha del río Ebro, que de manera escalonada hacen descender el relieve desde cotas cercanas a los 300 m hasta los 215 del cauce actual.

Dicho cauce adopta una geometría meandriforme acorde con su escasa pendiente, próxima al 0,6 por mil y constituye el nivel de base regional actual.

c) Vertiente Ibérica

Es la más extensa y se sitúa, preferentemente sobre los depósitos del Terciario, en la parte central de la hoja, enlazando por medio de un suave declive general hacia el noreste las dos zonas anteriormente definidas: Margen Ibérico y Corredor del Ebro.

Es también la más compleja, puesto que a las iniciales superficiales de enlace correspondientes a los glaciares y terrazas más antiguos, hay que añadir las generadas en su drenaje posterior hacia el Ebro, actualmente representado por los ríos Jalón, (con pendiente del 2,8 por mil) y Huecha, y los barrancos del Bayo y de Juan Gastón.

Entre las cotas más representativas de las superficies más altas que se conservan actualmente, se encuentran: Grande (514), Pedregosa (502), Otón (471), Campo Royo (462), Agudo (461), Serreta (460), Lomaza (424), Coscojar (404) y Atalaya (372).

3.2.2. Estudio del modelado

3.2.2.1. Génesis endógena

Las formas generadas son consecuencia de la disposición y litología de los terrenos paleozoicos, mesozoicos y terciarios. Así en los primeros se marcan escarpes definidos por los bancos más potentes de cuarcitas plegadas, que cuando coinciden con la línea de cumbres conforman una arista. Pequeños escarpes se dan también en los paleocanales interestratificados en la serie lutítico-arenosa del Bundtsandstein.

Dentro de los sedimentos subhorizontales del Terciario se marcan escarpes en los lóbulos conglomeráticos dentro de las facies limo-arenosas próximas al borde ibérico; igualmente se originan escarpes cuando los tramos de calizas tabulares se disponen sobre términos esencialmente margosos, generando una plataforma o superficie estructural, y ya más cercanos al Ebro, cuando los yesos masivos de las diferentes secuencias yacen sobre términos lutíticos más erosionables.

3.2.2.2. Génesis exógena

Respecto a las formas de génesis exógena se han distinguido: laderas, fluviales, poligénicas, kársticas y antrópicas.

a) Laderas

Se han diferenciado los depósitos coluviales en las laderas de los relieves paleozoicos, no habiéndose considerado por complejidad cartográfica los generados por desmoronamiento de las terrazas, especialmente las más altas, al pie de su escaque.

b) Fluviales

Se han considerado génesis y formas originadas durante la evolución del Ebro y la red de drenaje a él afluente. Destaca una secuencia de diez terrazas (con cotas de 190, 140, 115, 90, 75, 55-60, 35, 20, 10 y 3-5 m), con relictos que presentan generalmente bordes escarpados, y los rellenos actuales de fondo de valle, con barras y meandros abandonados en el caso del Ebro.

Los principales afluentes presentes, Jalón, Bayo y Huecha han dejado muestra igualmente de su encajamiento con presencia de terrazas, (especialmente bajas y medias) correlacionadas con las del Ebro.

Se significa el amplio cono aluvial final del Huecha y otros más pequeños en las desembocaduras de las torrenteras del valle del Jalón.

La red secundaria presenta escasa incisión, y con frecuencia pérdida superficial de drenaje al alcanzar los rellenos de valle, y sólo se aprecian formas de acarcavamiento en el borde septentrional, particularmente en la ladera de la margen derecha del Jalón.

Zonas de encharcamiento se dan en el valle del Bco. del Bayo (Fuenpudia), Bco. del Carrizal y depresión de Mata Gorda, favorecidas por su pequeña pendiente y precario drenaje.

c) Poligénicas

Se han incluido dentro de la génesis poligénica todos aquellos depósitos y formas cuyo origen se debe, en mayor o menor grado, a más de un proceso simultáneos o consecutivos; así se han considerado los glacis, como formas de conexión entre los altorelieves y los niveles de base establecidos en cada momento por los valles circundantes, y las "vales" o valles de fondo plano.

Dentro de los glacis se han distinguido, después de un estudio secuencial relativo de sus incisiones, escarpes y correlación final con las terrazas del Ebro, cinco sistemas. Los sistemas: I, correlacionado con las terrazas de 140 y 115 m; II, con las de 90 a 55-60 y III con las de 20 y 35 m, atribuidos al Pleistoceno, suelen presentar bordes escarpados, mientras que los sistemas IV y V correlacionados con la terraza de 10 m y depósitos aluviales actuales, respectivamente, por tener su génesis en una época relativamente reciente, muy próxima a la del encajamiento de la red actual, conectan con ésta casi sin límite de continuidad.

Como "vales" o valles de fondo plano sólo se ha considerado el Bco. de la Val en la esquina sureste, con escasa o nula incisión actual. Su relleno enmascara la morfología original en "V" (PELLICER y ECHEVERRIA, 1989) y el enlace de la parte inferior, donde dominan los arrastres fluviales, con los depósitos de dominio gravitatorio de las laderas, se suele efectuar mediante una superficie ligeramente cóncava, sin que sea posible de una manera clara su delimitación.

Es dudoso el caso del Bco. de Juan Gastón y Bco. del Bayo, que podían haberse considerado como "vales", pero las estructuras de sus depósitos y particularmente el desarrollo de terrazas marginales de 20 y 40-45 m en el segundo, ha inducido a considerarlos como de génesis fluvial. Un caso similar es el del río Huecha que presenta terrazas de 10, 20 y 40 m de cota.

d) Kársticas

Se deben a procesos que tienen particular relevancia en el modelado de la hoja. Su origen hay que buscarlo en la disolución de los yesos terciarios; especialmente se ponen de manifiesto en la esquina noreste bajo la terraza de 30-35 m e inferiores. Son curiosas dos dolinas (Hoya Grande y Hoya Pequeña) en los conglomerados del abanico terciario de la esquina suroeste cuyo origen debiera buscarse en la disolución de los carbonatos o yesos mesozoicos infrayacentes.

e) Antrópicas

La actividad antrópica es alta en el fondo de los valles donde se asientan los principales núcleos urbanos y, especialmente, en las terrazas inferiores de los ríos Ebro, Jalón y Huecha, donde la mayoría del cultivo es de regadío gracias a los canales marginales. Se han considerado como obras mineras reseñables las canteras más importantes.

3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Se contemplan las características de los principales depósitos cuya génesis queda expuesta anteriormente. Dentro de éstos adquieren especial relevancia los fluviales, que a partir de los diez niveles de terraza definidos en el Ebro y extrapolados a sus afluentes han servido para correlacionar las diferentes superficies cuaternarias.

3.3.1. Terrazas

Como rasgos comunes, las terrazas del Ebro presentan cantos de sub- a redondeados, con una primera moda que oscila entre 1 y 5 cm y otra segunda entre 7 y 14, trabados por una matriz arenosa y, eventualmente, cementados por carbonato y manganeso. La proporción de los cantos según su origen se encuentra entre 45-70% para los paleozoicos, 3-25% para los del Triásico terrígeno, 8-30% para los carbonatos del Mesozoico y 0 a 10% para los del Terciario; el tamaño de los cenciles oscila entre 30 y 40 cm. Las potencias observadas sobrepasan frecuentemente los 10 m, pudiendo estimarse que originalmente alcanzarían sobre los 15. El contenido en arena oscila entre el 15 y 25% con la excepción de la terraza que debería corresponder a los 90 m en que se alcanza el 55%.

Son de destacar también las terrazas del Bco. del Bayo y río Huecha, que con potencias sobre 3-5 m, presentan máximos en contenidos de cantos de génesis triásica (15-35%) y en tamaño de centiles (hasta 60 cm).

3.3.2. Glacis

Aunque arealmente son relativamente importantes, sólo se han podido definir bien bajo el punto de vista morfológico, distinguiéndose cinco generaciones. Sin embargo, estratigráficamente, las condiciones de exposición en corte (escasas y parciales) sólo permiten generalizar que se trata de depósitos muy variables, tanto en potencia como en litología, dependiendo de

la proximidad a los relieves de arranque por un lado, o a los niveles de base en donde suelen conectar con las terrazas, por otro. Así se han podido definir, en el primer caso, gravas y gravillas poligénicas, de subangulosas a redondeadas, con bloques dispersos, alternando con limos y arenas en las que se marca a veces una incipiente estratificación cruzada. En el segundo caso, las características se asemejan a las de las terrazas, siendo en la mayoría de las veces muy difícil establecer su límite con éstas.

3.3.3. **Vales**

Sus rellenos de tipo poligénico y morfología dendrítica son característicos en regiones más orientales, dominadas por las formaciones yesíferas del Terciario. Estas características se pierden hacia esta hoja, dando paso a una red de drenaje de dominio fluvial.

Están constituidos por lutitas y limos yesíferos que incluyen cantos, en proporción muy variable de procedencia terciaria, (yeso y caliza) y paleozoico-mesozoica, de subangulosos a redondeados, denotando una selección y madurez en general deficiente.

Su potencia máxima en el centro del "vale" se estima puede llegar a unos 4-5 m.

3.3.4. **Kársticas**

Se trata de depósitos heterogéneos que en las proximidades del río Ebro son mezcla del aluvial suprayacente y fragmentos del Terciario margo-yesífero que se disuelve y colapsa. Así, distorsionan enormemente las potencias de las terrazas, que a veces llegan a alcanzar más de 50 metros.

3.3.5. **Coluviones**

Bien desarrollados como tales, se caracterizan los depósitos de ladera al pie de las elevaciones paleozoicas. Están compuestos por cantos subangulosos, de arenisca, cuarcita y pizarra, con algunos bloques, todo ello englobado en una matriz arcillosa de color rojo.

Entre los coluviones dudosamente cartografiables, debido a su escasa representatividad, se incluirían los depósitos de las laderas dominadas por escarpes de terraza o glacis, que engloban cantos rodados de éstos y del Terciario infrayacente.

3.4. EVOLUCION DINAMICA

Una vez colmatada la Cuenca del Ebro a finales del Terciario, tiene lugar el desmantelamiento y evacuación exorreica de sus materiales hacia el Mediterráneo en varias etapas.

El primer testigo de este proceso, probablemente situado en el Plioceno o Pleistoceno inferior,

corresponde a los depósitos de la terraza más alta, 190 m del Ebro (145 m del Jalón). Es probable que a finales de este período comenzara el desarrollo de los glacis del primer sistema, coincidiendo con la génesis de las terrazas de 115 y 140 m

Sucesivos descensos del nivel de base general durante el Pleistoceno inferior y medio, generarían el encajamiento escalonado de las terrazas de 90, 75 y 55-60 m, correlacionadas con el segundo sistema de glacis. Posteriormente las de 20 y 30-39 m correlacionadas con el tercer sistema, se formarían durante el Pleistoceno superior y, finalmente, las de 10-12 y 5-7 m con dataciones de 800 años a.C. para la primera, y 50 años a.C. para la base de la segunda (RODRIGUEZ VIDAL y VILCHEZ, 1984), que se corresponderían con el cuarto y quinto sistema de glacis respectivamente.

Del perfil disimétrico del Valle del Ebro definido por las distintas superficies de terrazas escalonadas en las áreas próximas, cabe deducir que, simultáneamente al encajamiento del río Ebro, se ha producido un desplazamiento de su eje hacia el noreste, adosándose a los bloques limitados por el escarpe de su margen izquierda. Así se explica, que las terrazas sólo se preserven en la margen derecha, mientras que en la izquierda son desmanteladas por las más modernas. Esta migración hacia el norte durante el Cuaternario, hay que relacionarla con reajustes tectónicos recientes (PELLICER y ECHEVERRIA, 1989), que además de lo indicado anteriormente, rejuvenecen selectivamente el relieve del bloque septentrional, fuera de la hoja, con un mayor encajamiento de la red fluvial.

3 5. MORFODINAMICA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Del análisis del epigrafe anterior no es muy comprometido afirmar la relativa inestabilidad de los dos grandes bloques terciarios limitados por el cauce del Ebro, y aunque este fenómeno sea difícil de cuantificar, si se puede de manera general establecer, independientemente de las variaciones del nivel general de base, que en el ligero basculamiento de ambos bloques hacia el Ebro, el bloque septentrional permanece más estático, mientras que el meridional presenta mayor gradiente de hundimiento, y por tanto se aproxima más a los niveles de base sucesivos, generando escarpes menores y una pendiente general más cercana a la de equilibrio denudativo-acumulativo. Sin embargo, a pesar de los indicios tectónicos deducidos de las evidencias geomorfológicas, actualmente no se encuentran pruebas directas o indirectas de la existencia de fracturación o flexura a la escala propuesta.

Teniendo en cuenta el diferencial de las cotas más altas y sus perfiles de enlace con el nivel de base establecido por el Ebro, las litologías de las diferentes formaciones y la actual red de drenaje, se deduce que los procesos denudativos deben ser lentos y localizados, restringiéndose los más evidentes a las zonas abarrancadas de las márgenes del río Jalón y del abanico aluvial mioceno de la esquina suroeste.

De cualquier forma, al no encontrarse las cotas más altas muy por encima de los 200 m de un teórico perfil de equilibrio referido al actual nivel de base, no cabe esperar variaciones sensibles de la morfología a muy largo plazo.

4. HISTORIA GEOLOGICA

Como se ha reiterado en capítulos anteriores, en el ámbito de la hoja de Pedrola, afloran series atribuidas al Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico, por lo que, aún a pesar de la parcialidad de los datos disponibles, y de la reducida extensión de los afloramientos paleozoicos y mesozoicos han de desarrollarse los eventos ocurridos en los Ciclos Hercínico y Alpino.

Las condiciones tectónicas del ciclo sedimentario hercínico corresponden a una cuenca de tipo extensional con extensos márgenes pasivos caracterizados por una subsidencia continua. En este contexto durante el Devónico se depositaron en esta área sedimentos de llanura y frente deltaico dentro de un ciclo de carácter regresivo.

Durante el Carbonífero tiene lugar la etapa orogénica hercínica, en el que se distinguen dos fases compresivas que deforman los materiales del Ciclo Hercínico en una estructura de pliegues y cabalgamientos. Tras la etapa de engrosamiento cortical provocado por la orogenia hercínica, tiene lugar un régimen de tectónica de desgarre y finalmente un periodo de tectónica extensional, que da lugar a la formación de cuencas intramontañosas donde se depositan sedimentos continentales durante el Pérmico. El contexto tectónico distensivo, ya mas generalizado continúa durante el Triásico inferior depositándose de forma discordante los sedimentos de la facies Buntsandstein, compuestos por terrígenos continentales de tipo *redbeds* atribuidos a un modelo fluvial de alta sinuosidad en paso a llanura de inundación. La actividad tectónica disminuye progresivamente, dando paso a una lenta y continua subsidencia; como consecuencia se produce una transgresión marina con el depósito de los sedimentos de facies Muschelkalk, con predominio de carbonatos, en ambientes de llanura de mareas de baja energía en clima árido, que evoluciona progresivamente a un modelo de llanura aluvial costera en clima árido donde se depositan las lutitas y yesos de la facies Keuper.

Una nueva etapa transgresiva tiene lugar durante el Rhetiense, que se prolonga durante el Lías inferior, y que da lugar a la instalación de una extensa plataforma carbonatada en toda la región. Las asociaciones de facies carbonatadas del Lías inferior, muestran una profundización continuada en la que se pasa por sub-ambientes de llanura supra- e intramareal con desarrollo de estromatolitos métricos y episodios de tempestitas decimétricos, para, en los tramos superiores de la serie aflorante pasar a facies submareales con fauna progresivamente más abundante y asociaciones de facies atribuidas a ambientes de plataforma carbonatada-lagoon.

Dentro de los sedimentos ligados al Ciclo Alpino, los depósitos del Lías inferior son los más modernos que afloran en la Hoja de Pedrola, por lo que sólo se tienen datos del subciclo transgresivo-regresivo del Triás y de la base transgresiva del Jurásico. Los datos regionales concluyen que el Ciclo Alpino, iniciado con los depósitos continentales del Buntsandstein, puede subdividirse en varios subciclos cuyos máximos transgresivos se dan en el Toarciense y los altos fondos de plataforma externa en facies condensadas del Calloviense. En áreas próximas, los sedimentos de transición marino-continentales de la facies Purbeck son los materiales aflorantes más modernos de este ciclo.

La orogenia Alpina, que abarca desde el Eoceno hasta el Oligoceno es la responsable de la configuración actual de la Cordillera Ibérica

Los sedimentos terciarios de la Hoja de Pedrola forman parte del relleno de la Cuenca del Ebro

y se superponen de forma discordante sobre todos los materiales más antiguos en el ámbito de la hoja.

La Cuenca del Ebro corresponde a los últimos estadios de evolución de la cuenca de antepaís meridional del orógeno pirenaico, aunque sus márgenes meridional y oriental estuvieron afectados por la actividad tectónica de la Cordillera Ibérica, y de la Cordillera Costero Catalana.

Durante el Paleoceno, en el margen meridional de la cuenca de antepaís surpirenaica se depositaron materiales continentales. En el llerdiense, tuvo lugar una transgresión marina generalizada en el área oriental de forma que durante gran parte del Eoceno, en la cuenca se desarrollaba una sedimentación marina.

En el Eoceno superior (Priaboniense), la cuenca de antepaís pasa a ser una cuenca endorreica. En estas condiciones de sedimentación continental se desarrollaron extensos sistemas de abanicos aluviales y redes fluviales distributivas desde los márgenes hacia el centro de la cuenca; en donde se depositaron importantes acúmulos de sedimentos lacustres carbonáticos y evaporíticos.

La sedimentación de los sistemas aluviales tiene lugar de forma coetánea con la deformación de los orógenos que circundan la cuenca. Este hecho queda reflejado en las discordancias progresivas y angulares desarrolladas en los materiales conglomeráticos de abanico aluvial proximal que son observables en numerosas localidades. La tectónica sinsedimentaria, desarrollada en la cuenca durante el Oligoceno y el Mioceno, también queda reflejada por la progresiva migración, a través del tiempo, que efectúan los depocentros lacustres hacia el O.

En este área, los sedimentos terciarios más antiguos son de edad Aragoniense inferior, correspondientes a las facies evaporíticas de la Unidad Bujaraloz-Sariñena.

El conjunto de la serie aflorante se ha subdividido en ritmos o unidades genético sedimentarias, que pueden correlacionarse con U.T.S. (Unidades Tecto-Sedimentarias definidas en áreas vecinas por PEREZ *et al.* (1988). De este modo la unidad denominada U.T.S. N-1, engloba las unidades genético-sedimentarias de Bujaraloz-Sariñena, Remolinos-Lanaja y Sierra de Pallaruelo-Montes de la Sora. Esta U.T.S., es un ciclo mayor de carácter evaporítico cuyos subciclos son las unidades genético-sedimentarias. El modelo de facies general es de lago salino efímero y llanura lutítica asociada. El desarrollo y migración lateral de estos subambientes, es el causante de los subciclos aludidos. La tendencia general del ciclo mayor es hacia la desalinización del lago. Los datos del subsuelo (TORRESCUSA y KLIMOWITZ, 1990) sitúan el depocentro salino de este ciclo en la zona de Zaragoza y Zuera, por lo que el área de estudio quedaría ubicada dentro el contexto paleogeográfico general, como orla transicional de llanura lutítica a margen interno de lago salino efímero (*playa-lake*).

El análisis sedimentológico y químico, muestra un salto en la evolución secuencial y de composición en el límite entre la U.T.S. N-1 y la N-2 suprayacente. En tanto que los carbonatos de la N-1 son cálcico-magnésicos, los de la N-2 son exclusivamente cálcicos.

La U.T.S. N-2 se corresponde con la unidad genético sedimentaria que se denomina Montes

de Castejón. Los depósitos de esta unidad son predominantemente carbonatados a nivel de la cuenca, aunque en el área de estudio muestran una enorme diversidad de facies, desde los terrígenos gruesos del abanico de los Corrales hasta el depocentro salino de esta unidad, ubicado íntegramente dentro de la hoja. Por tanto corresponde a un modelo de facies completo con abanicos semiáridos, llanuras lutíticas, orlas carbonatadas de lago somero, con facies de moderada y alta energía en la base de la unidad y depósitos de salino efímero (*playa-lake*) en los sectores centro-occidentales de la hoja.

En el tránsito Mioceno-Plioceno se produce un fuerte cambio en las condiciones de sedimentación de la cuenca al transformarse en una cuenca exorreica que desagua hacia el Mediterráneo a través de la Cordillera Costero Catalana. Desde este momento y durante todo el Cuaternario, se produce una alternancia de etapas de erosión y sedimentación en la región, relacionadas con cambios climáticos y con claro predominio global de las primeras.

El intenso proceso de vaciado erosivo configura la morfología actual del área mediante un modelado de erosión diferencial. Las etapas en las que domina la sedimentación, permiten la formación de sucesivos niveles de glaciares y de terrazas asociadas a los cauces fluviales principales. Los principales depósitos cuaternarios de la hoja de Pedrola están ligados a estos sistemas fluviales, especialmente las terrazas asociadas a los ríos Ebro y Jalón, y los glaciares de generaciones sucesivas originadas en los respectivos cambios de nivel de base.

Por último, reseñar la movilización halocinética de las evaporitas y la disolución de las concentraciones salinas, como motivo básico de la neotectónica y formación de dolinas o colapsos respectivamente.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. RECURSOS MINERALES

La explotación de recursos minerales se reduce exclusivamente a la de áridos para la construcción y arcillas para cerámicas, puesto que las de yeso y anhidrita se encuentran abandonadas. La extracción se realiza en canteras, ubicándose las extracciones de áridos preferentemente en las terrazas medias y altas del río Ebro, mientras que las arcillas de unidades terciarias (tramo cartográfico 11). Todas ellas se encuentran reflejadas en el cuadro adjunto con su situación y características geológicas más importantes.

5.2. HIDROGEOLOGIA

5.2.1. Climatología

La zona encuadrada dentro de los límites de la hoja de Pedrola, pertenece desde el punto de vista climatológico a la denominada Depresión Central, que representa el 80% del total de la Cuenca del Ebro. En esta zona el clima es continental o subdesértico y se caracteriza por la escasez de precipitaciones, con largas sequías estivales y temperaturas extremas en el valle.

Las precipitaciones medias anuales en la hoja, oscilan entre 200 y 400 mm y las temperaturas medias entre 13 y 15°C.

La evapotranspiración potencial varía entre 750 y 800 mm y la evapotranspiración real entre 350 y 400 mm.

5.2.2. Hidrología

La hoja de Pedrola, está atravesada por el río Ebro en su borde nororiental que discurre en dirección noroeste-sureste, sobre terrenos poco consolidados del Terciario continental. Por el borde suroriental de la hoja discurre el río Jalón, afluente del Ebro por su margen derecha.

El régimen del río Ebro en esta zona se caracteriza por el predominio de aguas altas de noviembre a mayo y pronunciados estiajes en los meses de julio-agosto.

Las aguas del río Jalón están controladas por la estación de aforos nº 87 del M.O.P.U., en la que se ha medido una aportación media de 262 Hm³/año. El río Ebro está controlado por la estación nº 11 situada en Zaragoza, con una aportación media de 7.842 Hm³/año. Ambas estaciones están situadas fuera de la hoja.

La principal obra hidráulica de conducción de aguas es el Canal Imperial de Aragón que tiene su origen en el azud de Pignatelli de donde deriva 40,9 m³/s, tiene una sección trapezoidal y una longitud de 98 km. Existen multitud de acequias y desagües que abastecen los regadíos y algunos núcleos de población.

El Índice de Calidad General (I.C.G.) adoptado por la Comisaría Central de Aguas, clasifica la

| CODIGO | NOMBRE | COORDENADAS UTM | TERMINO MUNICIPAL | SUSTANCIA | MORFOLOGIA | LABORES | OBSERVACIONES |
|--------|---------------|---------------------|----------------------|-------------------|-------------------------------------|---------|---|
| 1 | — | 624.45 4630.40 | Ainzón | Yeso Anhidrita | Terciario horizontal | Cantera | Inactiva |
| 2 | — | 629.00 4631.20 | Magallón | Grava | Glacis y terraza de los 20 m | Cantera | Inactiva (vertidos de aceite) |
| 3 | — | 644.35 4620.20 | Pedrola | Grava | Terraza Ebro 75 m. | Cantera | Inactiva |
| 4 | Arivalle | 647.20 4626.55 | Pedrola | Grava | Terraza Ebro 60 m. | Cantera | Activa |
| 5 | — | 644.95 4624.40 | Pedrola | Grava-arena | Terraza Ebro Glacis II 90-100 m. | Cantera | Intermitente. Gran proporción de arcilla |
| 6 | — | 640.50 4620.75 | Pedrola | Grava | Terraza Ebro 190 m. | Cantera | Intermitente |
| 7 | — | 650.00 4618.30 | Bardallur | Grava | Terraza Ebro 60 m. | Cantera | Intermitente |
| 8 | Caram Casbas | 640.40 4622.70 | Pedrola | Arcilla | Terciario subho- zontal | Cantera | Activa |
| 9 | — | 624.55 4630.35 | Bureta | Yeso | Terciario subho- rizontal | Cantera | Inactiva |
| 10 | Sierra | 626.500 4624.425 | Fuendejalón | Caliza | Lías con estructura compleja | Cantera | Inactiva |
| 11 | Atalaya | 641.650 4625.650 | Pedrola | Arcilla | Terciario | Cantera | Inactiva |
| 12 | Estación | 646.400 4616.750 | Plasencia de Jalón | Grava | Terraza de los 35 m. | Cantera | Inactiva |
| 13 | Aridos Aragón | 650.00 4623.300 | Pedrola | Grava | Terraza Glacis | Cantera | Activa |
| 14 | Cantera Masip | 647.400 4626.150 | Pedrola | Grava-arena | Terraza 60 m. | Cantera | Activa |

calidad de un agua por medio de un índice adimensional que oscila del 0 al 100 (pésima u óptima calidad).

Las muestras tomadas en el río Jalón, estación nº 287 en Grisén, poseen los siguientes valores:

- Índice de Calidad General (I.C.G.): 75,04
- Sólidos en Suspensión (S.S.): 52,02 mg/l
- Demanda Biológica de Oxígeno (D.B.O₅): 3,69 mg/l

Los análisis realizados en el río Ebro, estación nº 11 en Zaragoza, muestran los siguientes valores medios:

- Índice de Calidad General (I.C.G.): 66,32
- Sólidos en Suspensión (S.S.): 54,05 mg/l
- Demanda Biológica de Oxígeno (D.B.O₅): 4,93 mg/l

5.2.3. Características hidrogeológicas

El único acuífero importante existente en la hoja de Pedrola es el denominado por el Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE) "Acuífero nº 62 Aluvial del Ebro". Este acuífero pertenece al curso medio del río Ebro, lo conforman varios niveles de terrazas, y la explotación principal se realiza en la llanura de inundación y en la primera y segunda terraza. En la litología de la formación se distinguen dos tramos, uno inferior de gravas rodadas y bastante sueltas y otro superior formado por limos y arcillas con arenas que componen la base de la tierra vegetal cultivable. El substrato impermeable o muro del acuífero lo constituyen las facies evaporíticas del Mioceno.

La potencia de los terrenos acuíferos oscila entre 10 y 30 metros, con un espesor saturado medio de 10 a 20 metros. La anchura media del acuífero está comprendida entre 8 y 10 km.

Durante el desarrollo de los distintos estudios hidrogeológicos llevados a cabo por el Instituto Tecnológico Geominero de España, se realizaron una serie de bombeos de ensayo en sondeos mecánicos en el sector Cabañas-Figueruelas, en los que se obtuvieron caudales del orden de los 30 a 50 l/s con descensos de nivel comprendidos entre 0,65 a 2,96 metros. Las transmisividades calculadas según distintos métodos (Jacob, Papadópulos, Theis, etc.) muestran valores comprendidos entre 1.115 m²/día y 3.400 m²/día.

Las características hidrogeológicas generales del acuífero del río Ebro en el tramo comprendido entre Cortes y Zaragoza, en el que se localiza la hoja de Pedrola, son las siguientes:

- Extensión: 350 km²
- Espesor saturado: 10 - 20 m
- Volumen: 2.800 Hm³
- Porosidad: 0,1
- Capacidad: 280 Hm³
- Transmisividad: 1.000 - 5.000 m²/día

Corresponde a un acuífero monocapa de carácter libre. La recarga se realiza por medio de retornos de regadíos (retorno de las aguas de riego), infiltración directa del agua de lluvia y alimentación por los afluentes del Ebro en su contacto con los materiales permeables de las terrazas.

El balance hídrico subterráneo para el conjunto del acuífero "Aluvial del Ebro" en el tramo comprendido entre Cortes y Zaragoza presenta una recarga de 14 Hm³/año debida a la precipitación caída sobre el acuífero, y de 140,4 Hm³/año de los retornos del agua de regadío. La infiltración producida por los afluentes del Ebro se puede considerar despreciable.

La descarga del acuífero se realiza a través de bombeos en pozos y sondeos (14,2 Hm³/año), manantiales de borde de terrazas (8 Hm³/año) y drenaje del río Ebro (132,2 Hm³/año).

Las curvas isopiezométricas muestran que el río Ebro drena al acuífero a lo largo de todo su curso comprendido dentro de la hoja. La cota topográfica del nivel piezométrico medio es de 230 m. sobre el nivel del mar en el noroeste del acuífero y de 180 m.s.n.m. en la parte sures-te del mismo, con una pendiente del 0,2 por ciento.

La calidad química de las aguas subterráneas es mediocre a mala, debido al carácter evaporítico del sustrato y límites impermeables del acuífero, lo que provoca la disolución de sulfatos y carbonatos, y da como resultado aguas con un alto grado de mineralización, cuya conducti-vidad sobrepasa los 2.000 µmhos/cm y la dureza los 65°F

Por último, en el borde suroccidental de la hoja, aparecen pequeños afloramientos de calizas, dolomías y carniolas, de permeabilidad alta, que hacia el sur y el oeste, en las hojas contiguas, alcanzan gran extensión y espesor, constituyendo el Sistema Acuífero nº 58 del ITGE denomi-nado "Mesozoico Ibérico de la Depresión del Ebro"

5.2.4. Otros posibles acuíferos

Se pueden considerar acuíferos de media-baja permeabilidad los afloramientos de calizas ter-ciarrias que están representados al norte de la hoja, las terrazas altas y los glacia.

Las calizas terciarias componen un acuífero libre permeable por fisuración. La alimentación se realiza por infiltración directa del agua de lluvia y el drenaje tiene lugar a través de pequeños manantiales.

Las terrazas y glacia son acuíferos libres de permeabilidad intergranular constituídos por limos, arenas y gravas. Al igual que en las calizas terciarias la infiltración se realiza directamente del agua de lluvia y el drenaje por pequeños manantiales.

Estos acuíferos de media-baja permeabilidad, no tienen capacidad suficiente para producir caudales importantes, pero la instalación de vertidos urbanos o industriales, puede causar la contaminación de sus aguas.

5.3. CARACTERISTICAS GEOTECNICAS GENERALES

Desde el punto de vista geotécnico pueden agruparse los diferentes depósitos presentes en la hoja en cinco áreas con características relativamente semejantes, atendiendo a criterios litológicos, de distribución superficial y geomorfológicos.

En estos cinco grupos a su vez se han considerado diferentes subgrupos según la litología, estructura y morfología particulares de las unidades cartográficas consideradas.

Para cada uno se ha evaluado de un modo cualitativo, permeabilidad, drenaje, capacidad de carga, ripabilidad y riesgo geológico. Para la evaluación de este último se contemplan: erosionalidad, posibilidad de desprendimientos de laderas y escarpes naturales, aterramientos, disolución y hundimientos, inundación (tanto por la situación del nivel freático como por deficiencias de drenaje), agresividad al cemento y asientos diferenciales.

En el cuadro resumen 3 se plasma el comportamiento geotécnico y el riesgo geológico aproximado para todos los materiales aflorantes de la hoja.

AREA I Comprende los afloramientos de materiales devónicos constituidos por cuarcitas y pizarras (tramos cartográficos 1, 1a y 1b que conforman los relieves más agudos dentro de la hoja con laderas relativamente estabilizadas que dan lugar a una orla de coluviones.

La permeabilidad es de carácter secundario y tiene buen drenaje, fundamentalmente por escorrentía.

La ripabilidad general es mala, solamente en lugares donde los niveles de arenisca o cuarcita sean finos, dentro de su alternancia con las pizarras, y presenten numerosas diaclasas, será fácil su extracción.

No presenta riesgo geológico a excepción del que se pueda derivar en algún punto por la elevada pendiente de la ladera.

AREA II Se incluyen en éste área los terrenos mesozoicos semiarrastrados que se circunscriben a la zona sur-meridional de la hoja. Atendiendo a sus características se han agrupado en las tres zonas que se describen a continuación.

Zona II-1 Se incluyen en ella los términos lutítico-margosos, con intercalaciones de areniscas de entidad variable, pertenecientes a las unidades cartográficas 2, 2a, 3 y 4 de edad Triásico.

Las estructuras son complejas, especialmente en los tramos de predominio lutítico, y los materiales prácticamente impermeables, a excepción puntual de las barras de arenisca intercaladas.

En general se trata de un grupo ripable con una capacidad media de carga.

En cuanto a riesgo geológico su carácter eminentemente arcilloso no califica favorablemente los aspectos derivados de la erosión y asentos.

Zona II-2 Incluyen las dolomías y calizas dolomíticas del Muschelkalk y Liásico con estructuras complicadas. Corresponden a las unidades cartográficas 5 y 7 respectivamente.

Generalmente conforman pequeñas elevaciones, relictos del arrasamiento neógeno-cuaternario.

La permeabilidad por fracturación y disolución es alta, lo mismo que la infiltración.

No es ripable.

Referente al riesgo geológico en general es bajo para todos los aspectos considerados.

Zona II-3 Cartográficamente es una de las áreas más reducidas; aparece en bandas entre las diversas escamas de dolomías liásicas y litológicamente está constituida por las lutitas con yesos que pertenecen al Keuper (unidad 6) implicadas en estructuras complejas.

Como características geotécnicas presenta la de ser impermeable, tener drenaje por escorrentía, capacidad de carga de baja a media y ripabilidad variable.

En cuanto a riesgo geológico, tradicionalmente se considera a sus materiales entre los de peor comportamiento, tanto por erosionabilidad, como por disolución, ataque a cementos, asentos de obras, etc.

AREA III Se incluye en este área el conjunto de los depósitos terciarios aflorantes. Se ha realizado una subdivisión en zonas atendiendo fundamentalmente al comportamiento similar de las diferentes unidades yesíferas, lutíticas, conglomeráticas y calizas.

Zona III-1 El término litológico predominante es el yeso, que intercala cantidades variables de dolomicritas y margas. Incluye los tramos cartográficos 8, 10, 12, 12a y 13d.

La estructura es subhorizontal con distorsiones locales por tectónica salina. Presenta una tupida red de barrancos y forma escarpes naturales de orden decamétrico.

Excepción hecha de fenómenos kársticos, estos materiales son impermeables, con lo que el drenaje se produce principalmente por escorrentía.

El grupo no es ripable y se estima una capacidad de carga media.

El riesgo geológico es alto en todos los aspectos considerados, excepto en el riesgo de inundación ya que, excluyendo la unidad cartográfica 8, se encuentra alejado del nivel freático y la red de drenaje facilita la rápida evacuación del agua.

Zona III-2 Su composición litológica es básicamente arcillosa, pudiendo intercalar esporádicamente niveles de yeso nodular. Se incluyen aquí las unidades cartográficas 9, 11, 13a y 13b.

La disposición estructural de estos materiales es aproximadamente horizontal y presenta abarrancamientos de pequeña entidad.

Apenas existe drenaje profundo, dada la impermeabilidad del conjunto, por lo que la evacuación de las aguas se produce por escorrentía superficial que genera los abarrancamientos.

Este grupo es ripable.

La capacidad de carga es, previsiblemente, de media a baja.

Por lo que respecta al riesgo geológico, éste no es demasiado importante, presentando niveles de riesgo considerables en lo referente a erosionabilidad, aterramiento y agresividad al cemento.

Zona III-3 Corresponde a los afloramientos de conglomerados miocenos (13) cementados por carbonato, que dan por lo general pequeñas plataformas escalonadas. Su permeabilidad es media dependiendo del grado de cementación.

Presenta buenas condiciones para cimentación y malas en cuanto a ripabilidad.

En lo referente a riesgo geológico, no presenta ninguno, excepto por eventuales desprendimientos de algún borde de escarpe por erosión de posibles niveles arcillo-arenosos intercalados en su base.

Zona III-4 Está compuesta por calizas y margas en una disposición subhorizontal con distorsiones locales producidas por halocinesis. La integran los niveles cartográficos 13c y 14.

Morfológicamente destaca la aparición de escarpes naturales.

El comportamiento global de estos materiales es semipermeable, existiendo drenaje tanto por escorrentía como por infiltración.

El conjunto, en general, no es ripable, si bien localmente puede serlo. La capacidad de carga se estima de tipo medio.

Es importante el riesgo de erosión y desprendimientos en laderas y escarpes, y de cierta consideración los de aterramiento, disolución y hundimiento, y asientos diferenciales; éstos dos últimos condicionados por la naturaleza yesífera del sustrato.

AREA IV Se incluyen en esta área los depósitos de terraza que ha ido generando el Ebro a lo largo de su evolución cuaternaria.

Zona IV-1 La conforman depósitos de conglomerados, gravas, arenas y limos pertenecientes a las terrazas del Ebro, y sus afluentes.

Aparecen como superficies subhorizontales colgadas, frecuentemente deformadas, y limitadas en muchos puntos por escarpes. Incluye las unidades cartográficas 15, 17, 18, 20, 22, 24, 25 y 28.

Se comportan de modo permeable, presentando un drenaje profundo bien desarrollado y escasa escorrentía.

Salvo costras travertínicas, que no suelen alcanzar gran espesor, son materiales ripables.

La capacidad de carga es previsiblemente media.

La erosionabilidad será baja en general, pero en las zonas escarpadas puede llegar a ser importante.

Pueden esperarse procesos de hundimiento y asentamientos diferenciales como consecuencia de la disolución de los materiales evaporíticos infrayacentes.

Zona IV-2 La litología de este grupo incluye conglomerados, gravas, arenas, limos y arcillas, pertenecientes a la llanura aluvial actual de Ebro y sus afluentes así como sus áreas de encharcamiento. Engloba las unidades cartográficas 31, 32 y 33.

Son superficies muy planas que se aprovechan para cultivos.

En general es permeable, pero aparecen zonas arcillosas donde la permeabilidad disminuye e incluso desaparece.

La capacidad de carga es media, pudiendo descender a baja por la presencia de arcillas.

El conjunto es ripable.

Son predecibles procesos erosivos, especialmente en los alrededores del curso fluvial, aterramientos e inundaciones en épocas de crecida, o lluvias.

Al situarse en el seno de importantes series evaporíticas, son muy probables procesos de disolución y hundimiento, asentamientos diferenciales y agresividad al hormigón.

CUADRO RESUMEN DE LAS CARACTERÍSTICAS GEOTECNICAS DE LOS MATERIALES DE LA HOJA DE PEDROLA

| AREA | ZONA | UNIDAD CARTOG. | LITOLOGIA | ESTRUCTURA MORFOLOGICA | PERMEAB. | DRENAJE | CAPACIDAD DE CARGA | RIPABIL. | RIESGO GEOLOGICO | | | | | | |
|------|-------|---------------------|---|--|----------|---------|--------------------|----------|------------------|----------------------------|--------------|-------------------|---------------------------|---------------------|------------------------|
| | | | | | | | | | Erosión | Desprend. laderas escarpes | Aterrramien. | Disoluc. Humidim. | Inundación nivel freático | Agresividad cemento | Asientos diferenciales |
| I | | 1, 1a, 1b | Cuarzitas y pizarras | Altorrelieves paleozoicos estructuras complejas | SP | E | AM | NR-R | B-M | B-M | B-M | B | B | B | B |
| II | II-1 | 2, 2a, 3, 4 | Lutitas y margas con areniscas | Afloramientos mesozoicos semiarrazados con estructuras complejas | I (SP) | E + (I) | M | NR-R | A-M | A-M | M | B | M | B | M |
| | II-2 | 5-7 | Dolomias | | P | I | M-A | NR | B | B | B | M | B | B | B |
| | II-3 | 6 | Lutitas con yesos | | I | F | B | R NR | A | M | M | A | M | A | A |
| III | III-1 | 8, 10, 12, 12a, 13d | Yesos y/o yesos con dolomicitas y lutitas | Subhorizontal Pequeños escarpes | I | E | M | NR | M | M-A | A | A | B | A | A |
| | III-2 | 9, 11, 13a, 13b | Lutitas y lutitas carbonatadas con intercalaciones de yesos, areniscas o margas | Subhorizontal Débil abarrancamiento | I | E | M-B | R | A | B | M | B | B | M-A | M-A |
| | III-3 | 13 | Conglomerados | Subhorizontal Pequeños escarpes | SP | I-E | A | NR | B | B-M | B | B-M | B | B | B |
| | III-4 | 13c, 14 | Biomicitas y micritas | Subhorizontal Eventualmente plataformas. Escarpes. | SP | I-E | M | NR-R | B-M | A | B | A-M | B | B | B-M |

Cuadro resumen de las características geotécnicas de los materiales de la hoja de Pedrola

| AREA | ZONA | UNIDAD CARTOG. | LITOLOGIA | ESTRUCTURA MORFOLOGICA | PERMEAR. | DRENAJE | CAPACIDAD DE CARGA | RIPABIL. | RIESGO GEOLOGICO | | | | | | |
|------|------|----------------------------------|--------------------------------------|--|----------|---------|--------------------|----------|------------------|----------------------------|-------------|------------------|---------------------------|---------------------|------------------------|
| | | | | | | | | | Erosión | Desprend. laderas escarpes | Aterramien. | Disoluc. Hundim. | Inundación nivel freático | Agresividad cemento | Asientos diferenciales |
| IV | IV-1 | 15,17,18 20,21,22 24,25,28 | Conglomerados gravas y arenas | Terrazas de 10-12 a 190 m Escarpes | P | I | M | R | B-M | B | B | B-A | B | B | M |
| | IV-2 | 31, 32, 33 | Conglomerados gravas, arenas y limos | Terraza inferior y cauces actuales | P-SP | I | M-B | R | M-A | B | M-A | M-A | A | M | M-A |
| V | V-1 | 16, 19, 23 27 | Cantos, limos, lutitas | Superficies con suave pendiente Escarpes | P | I | M | R | M | B | B | B-M | B | B-M | M |
| | V-2 | 29, 30 | Gravas, arenas, limos y arcillas | Pendientes variables | P-PS | : | M-B | R | B-M | B | M | M-A | M-A | M | M-A |
| | V-3 | 26 | Cantos y arcillas | Pendiente de ladera | SP | I-E | B | R | A | B | M | B | B | B | A |

Permeabilidad: P. permeable; Sp. semipermeable; I. impermeable

Drenaje: I. infiltración; E. escorrentía

Capacidad de carga: A. alta; M. media; B. baja

Ripabilidad: R. ripable; NR no ripable

Riesgo geológico: A. alto; M. medio; B. bajo

AREA V Se incluyen en este área los distintos niveles de glacis generados durante el Cuaternario, así como fondos de valle plano, conos de deyección, coluviones, etc.

Zona V-1 Se compone de gravas, arenas, limos y arcillas. Son depósitos de glacis más antiguos (unidades cartográficas 16, 19, 23 y 27) que constituyen replanos elevados con pendiente suave y, frecuentemente, bordeados por escarpes.

Son materiales permeables con drenaje por infiltración básicamente.

En general, salvo costras travertínicas locales que no suelen superar algunos decímetros de espesor, son ripables.

La capacidad de carga se estima de tipo medio.

Pueden existir problemas de erosión, sobre todo en las zonas escarpadas, y existen riesgos de asentamiento diferencial, condicionado tanto por la heterogeneidad litológica, como por la naturaleza yesífera del sustrato sobre el que se apoyan con frecuencia.

Zona V-2 Está constituida por gravas, arenas, limos y arcillas, encontrándose proporciones importantes de componentes yesíferos.

Se incluyen aquí las unidades cartográficas 29 y 30, que corresponden a formas de glacis modernos y conos de deyección. Por lo tanto, la pendiente está condicionada por el tipo de depósito. Localmente, pueden aparecer escarpes naturales.

Son materiales permeables con drenaje profundo, si bien puede existir escorrenría en función de la pendiente y las características de las precipitaciones.

Todos los materiales son ripables.

La capacidad de carga es de media a baja, pudiendo existir asentamientos diferenciales.

Pueden darse problemas por aterramiento, disolución y hundimiento, así como por agresividad al cemento.

Zona V-3 Los depósitos de esta zona están compuestos por arcillas y cantos propios de los depósitos de ladera.

La permeabilidad de estos materiales es muy variable, pudiendo ser desde permeable hasta impermeable, lo que condiciona la existencia de drenaje tanto superficial como profundo.

Todo el conjunto es ripable, y su capacidad de carga es baja, pudiendo existir asentamientos diferenciales por la plasticidad de las arcillas componentes.

El riesgo geológico en conjunto es alto. La erosión se patentiza mediante incisión lineal existiendo posibilidad de aterramiento e inundación en zonas más distales y también de inestabilidad en los asentos.

6. PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO. PUNTOS DE INTERES GEOLOGICO (PIG)

Se han seleccionado en el área un total de 4 P.I.G. que intentan reflejar algunos aspectos de la evolución geológica de la misma.

Dado que las características geológicas de la hoja se extienden de modo más o menos uniforme por regiones próximas más amplias, los procesos geológicos observables en estos P.I.G. se han considerado de influencia regional, no obstante, no pasan de ser ejemplos locales de fenómenos presentes en zonas más amplias.

El contenido de estos P.I.G. se encuadra en las disciplinas de estratigrafía, hidrogeología, minería y medio ambiente, siendo su utilización fundamentalmente de carácter científico y didáctico.

La selección de los P.I.G. se ha realizado de acuerdo con las directrices indicadas por el I.T.G.E. y utilizando un método directo de subjetividad compartida (CLAVER, 1984).

Evidentemente, los criterios de selección se ven condicionados necesariamente por la realidad geológica del área considerada, encaminándose a reflejar de forma esquemática la historia patentizada por los materiales presentes.

P.I.G. núm. 1

Se trata de dos dolinas contiguas (Hoya Grande y Hoya Pequeña), una, la más occidental, muy bien conservada presenta morfología de embudo, con un escarpe circular de unos 140 m de diámetro. La otra, se ha formado por unión de varias dolinas como la descrita, presenta forma oval, con bordes más degradados y dimensiones de unos 140x300 m.

El hundimiento tiene lugar en los conglomerados del abanico terciario de los Corrales probablemente por disolución de los yesos y/o calizas del Triásico-Liásico subyacente.

P.I.G. núm. 2

Es un poco artesiano situado a unos 400 m al este de Pozuelo de Aragón que resulta espectacular, tanto por su caudal como por la presión de su surgencia.

Explota un acuífero salinizado por el tramo yesífero superior de la serie neógena que impide su aprovechamiento, vertiéndose al arroyo próximo la totalidad del agua alumbrada.

P.I.G. núm. 3

Cantera para áridos en la Ctra. Nac. 232 en el cruce con Pedrola.

Es un ejemplo de explotación en un amplio frente, tanto en anchura como en altura, de la terraza de +55-60 m para extracción y separación de áridos para construcción.

En su corte se pueden apreciar la constitución, morfología y estructuras de los terrígenos de una terraza y la importancia que tienen estas formaciones, por su alta permeabilidad, desde el punto de vista hidrogeológico.

P.I.G. núm. 4

En las proximidades del km 122 de la Ctra. Nac. 122, se puede observar en un limpio talud la fracturación y fallas que afectan a los términos basales carbonatados de la U. Montes de Castejón.

De las dos familias definidas, de carácter distensivo, una de dirección N60° es subparalela a los lineamientos marcados por los afluentes del Ebro, y la otra, N160°, que localmente adquiere aspecto de esquistosidad de fractura, es perpendicular a la primera y coincide con las directrices mayores ibéricas.

7. BIBLIOGRAFIA

- AGUSTÍ, J., CABRERA, LI. ANADÓN, P. y ARBIOL, S. (1988): A Late Oligocene-Early Miocene rodent biozonation from the SE Ebro Basin (NE Spain). A potential mammal stage stratotype. *Newsl. Stratigr.* 18 (2) pp. 81-97.
- ALVAREZ-SIERRA, M. A., DAAMS, R., LACOMBA, J. I., LÓPEZ-MARTINEZ, N., VAN DER MEULEN, A. J., SESE, C. y DE VISSER, J. (1990): Paleontology and biostratigraphy (micromammals) of the continental Oligocene-Miocene deposits of the North-Central Ebro Basin (Huesca, Spain). *Scripta Geologica*. 94: 75 p.
- ANADÓN, P., VIANEY-LIAUD, M., CABRERA, LI. y HARTENBERGER, J. L. (1987): Gisements à vertébrés du paléogène de la zone orientale du bassin de l'Ebre et leur apport a la stratigraphie. *Paleontologia i evolució*, 21, pp. 117-131.
- ARENAS, C. y PARDO, G. (1991): Significado de la ruptura entre las Unidades Tectosedimentarias N2 y N3 en el centro de la Cuenca del Ebro. *Geogaceta*, 9, pp. 67-70.
- ARRIBAS, J. (1985): Base litoestratigráfica de las facies Buntsandstein y Muschelkalk en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Zona Norte). *Estudios Geológicos*, v 41 , pp. 47-57.
- ARRIBAS, J. Y DE LA PEÑA, J. A. (1984): Sedimentología y diagénesis de la barra carbonatada inferior en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (provincia de Zaragoza). *Publicaciones de Geología* nº 20. Univ. Autónoma de Barcelona, pp. 131-139.
- AZANZA, B.; CANUDO, J. I., y CUENCA, G.. (1988): Nuevos datos bioestratigráficos del Terciario continental de la Cuenca del Ebro (sector centrooccidental). *II Congreso Geológico de España* Granada. Vol. 1, pp. 261-264.
- CLAVER, I., AGUILÓ, M., ARAMBURU, M.P., AYUSO, E., BLANCO, A., CALATAYUD, T., CEÑAL, M. A., CIFUENTES, P., ESCRIBANO, R., FRANCÉS, E., GLARIS, G., GONZALEZ, S., LACOMA, E., MUÑOZ, C., ORTEGA, C., OTEROS, J., RAMOS, A. Y SAIZ DE OMEÑACA, M. G. (1984): Guía para la elaboración de estudios del medio físico. Contenido y metodología. *Manuales CEOTMA*, nº 3. MOPU. Madrid, 572 pp.
- CUENCA, G. (1991 a).- Nuevos datos bioestratigráficos del sector oriental de la Cuenca del Ebro. *I Congreso del grupo Español del Terciario, CONGET'91*. Vic, pp. 97-100.
- CUENCA, G. (1991 b).- Nuevos datos bioestratigráficos del Mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro. *I Congreso del grupo Español del Terciario CONGET'91*. Vic, pp. 101-104.
- CUENCA, G., AZANZA, B., CANUDO, J. I. y FUERTES, V. (1989). Los micromamíferos del Mioceno inferior de Peñalba (Huesca). Implicaciones bioestratigráficas. *Geogaceta*, 6, pp. 75-77.
- CUENCA, G., CANUDO, J. I., LAPLANA, C. y ANDRÉS, J. A. (1992): Bio y cronoestratigrafía con mamíferos en la Cuenca Terciaria del Ebro: ensayo de síntesis. *Acta Geol. Hisp*, v 27 (1-2), pp. 127-143.

- ENADIMSA (1984).- Investigación de lignitos en el área de Mequinenza (Zaragoza, Huesca, Lérida) (inédito).
- ENRESA (1989).- Estudio de las formaciones favorables de la región del Ebro y Pirineo alóctono (E.R.A.) (inédito).
- GOZALO, R. (1986).- *La serie estratigráfica del Devónico superior de la Sierra de Tabuenca (Cadena Ibérica Oriental)*. Resúmenes de Tesinas. Curso 83-84. Universidad de Zaragoza, pp. 111-122.
- IGME (1975a).- Estudio geológico y minero del área lignitífera de Calaf (inédito).
- IGME (1975b).- Proyecto de investigación de radioactivos del área lignitífera y uranífera de Santa Coloma de Queralt (Barcelona-Tarragona) (inédito).
- IGME (1976).- Área lignitífera y uranífera de Mequinenza (Lérida-Tarragona, Huesca y Zaragoza) (inédito).
- IGME (1981a).- Exploración de pizarras bituminosas en el Terciario de Pamplona-Zaragoza (inédito).
- IGME (1981b).- Exploración de pizarras bituminosas en el Terciario del sector de Benabarre-Igualada (inédito).
- IGME (1985).- Prospección previa de lignitos en el área de Pinós-Molsosa (Lérida-Barcelona) (inédito).
- IGME (1986).- Prospección previa de lignitos en el área de Bages-Moianes (Barcelona) (inédito).
- IGME (1987).- Síntesis Geológico-Minera de los carbones del noreste peninsular (inédito).
- JAMES, N. P. (1979).- Shallowing-upward sequences in carbonate models. En: *Facies Models*. Ed por R. G. Walker. *Geoscience Canada. Reprint Series, 1*, pp. 109-117.
- J.E.N. (1977a).- Estudio geológico, litológico, estructural y de posibilidades uraníferas de la zona de Huesca-Estella (inédito).
- J.E.N. (1977b).- Estudio geológico, litológico, estructural y de posibilidades uraníferas de la zona de Solsona-Olot (inédito).
- MEIN, P. (1975): Report on Activity. *RCMNS Working groups*. Bratislava, pp. 78-81
- MIALL, A. D. (1978).- Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: *Fluvial sedimentology*. Ed por A. D. Miall. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 5*

- MONTESINOS, J. R., TRUYOLS-MASSONI, M., Y GOZALO, R. (1990): Una aproximación al límite Frasnense-Famenniense en la Sierra de Tabuena (Cordillera Ibérica, NE de España). *Revista Española de Paleontología*, 5, pp. 35-39.
- PELLICER, F. y ECHEVERRIA, M. T. (1989): Formas de relieve del sector central de la Depresión del Ebro. *Institución Fernando el Católico, C.S.I.C. Zaragoza*, 216 pp.
- PÉREZ, A., MUÑOZ, A., PARDO, G., VILLENA, J. y ARENAS, C. (1988): Las unidades tectosedimentarias del Neógeno del borde Ibérico de la Depresión del Ebro (sector central). En: A. Pérez, A. Muñoz y J.A. Sanchez (eds.), *Sistemas lacustres neógenos del margen ibérico de la Cuenca del Ebro, Guía de Campo. III Reunión Grupo Especial de Trabajo, PICG 219*, pp. 7-20.
- PÉREZ DEL CAMPO, P. y LANZAROTE, A. (1988): La problemática de los "colapsos kársticos" en las infraestructuras de la Depresión del Ebro. *II Congr. Geol. España. Granada. Comunicaciones*, vol. 2, pp. 333-336.
- QUIRANTES, J. (1969): Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros. Tesis Doctoral. Univ. de Granada. Publicada en 1978 por: *Institución "Fernando El Católico" (CSIC). Diputación Provincial de Zaragoza*, 200 p.
- RAMOS, A. (1979).- Estratigrafía y Paleontología del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón (prov. de Guadalajara). *Sem. de Estratigrafía*, v.6, 313 p.
- RIBA, O. (1955): El Terciario continental de la Rioja alta y de la Bureba. Informe nº 97, CIEPSA (inédito).
- RIBA, O. (1961): Geological Report on the Continental Tertiary of the Western Ebro Basin and Neighbouring Basins. Report CV-131, CIEPSA (inédito).
- RIBA, O. (1967): Resultado de un estudio sobre el Terciario continental de la parte este de la depresión central catalana. *Acta Geológica Hispánica*, 1 pp. 1-6.
- RODRIGUEZ VIDAL, J. y VILCHEZ, J. (1984): Precisiones cronológicas sobre las terrazas inferiores del río Ebro en Zaragoza. *I Congr. Esp. Geología Segovia* Tomo 1 pp. 553-559.
- SIMÓN, J. L. (1989): Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Journal of Structural Geology*, vol. 11, nº 3, pp. 285-294.
- SIMÓN, J. L. y SORIANO, A. (1985, a): Deformaciones cuaternarias en el área de Zaragoza. *Actas I Reunión del Cuaternario Ibérico*, Vol. II, pp. 329-343.
- SIMÓN, J. L. y SORIANO, A. (1985, b): Diapiric deformations in the Quaternary deposits of the Central Ebro Basin, Spain. *Geol. Mag.* 123(1), pp. 45-57.
- SORIANO, A. (1986): Dolinas de disolución normal y dolinas aluviales en el sector Centro-Meridional de la Depresión del Ebro. *Bol. Geol. y Min.*, T. XCVII-III, pp. 328-337.

- SORIANO, M. A. (1990): Geomorfología del sector centromeridional de la Depresión del Ebro. *Inst. Fernando El Católico. Zaragoza*. 269 pp.
- TEJERO, R. y CAPOTE, R. (1987): La deformación hercínica en los macizos paleozoicos nororientales de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geol.*, 43, pp. 425-434.
- WALKER, R. G. (1979): Shallow marine sands. En: *Facies Models*. Ed por R. G. Walker. *Geoscience Canada Reprint Series, 1*, pp. 75-89.
- ZUIDAM, R. A. VAN (1976): Geomorphological development of the Zaragoza region, Spain. *Int. Inst. of Aerial Survey and Earth Sc. (ITC)*, Enschede, 211 pp.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA