



Instituto Geológico
y Minero de España

20327

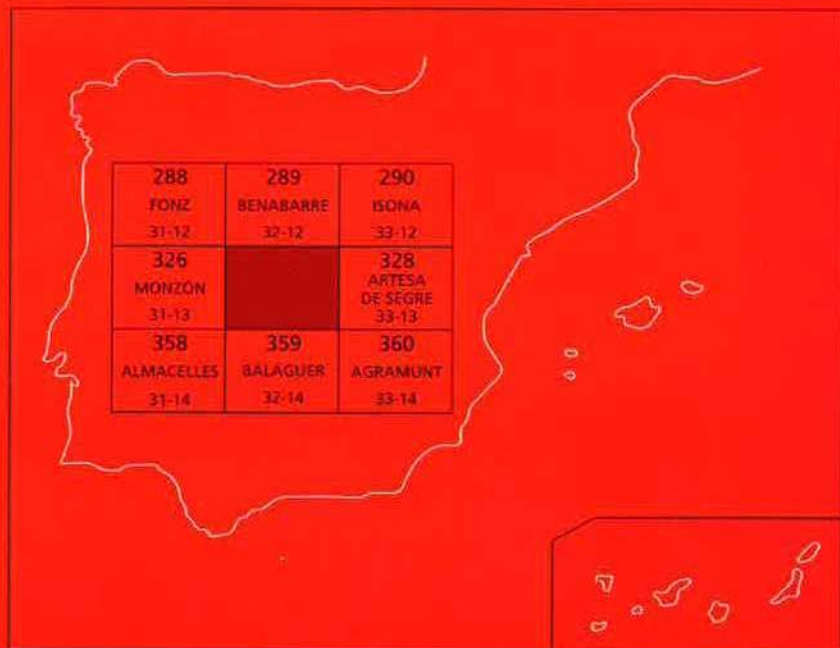
327

32-13

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



OS DE BALAGUER

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

OS DE BALAGUER

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

Depósito legal: M. 44051-2006
ISBN: 84-7840-652-2
NIPO: 657-06-008-0

Fotocomposición: I.M.G. Impresión Gráfica
Impresión: I.M.G. Impresión Gráfica

La presente Hoja ha sido realizada por INIMA con normas, dirección y supervisión del IGME durante el año 1996.

Han intervenido en su realización:

CARTOGRAFÍA

Antonio TEIXELL CACHARO

MEMORIA

Antonio TEIXELL CACHARO

Fernando LEYVA CABELLO

PETROGRAFÍA

Fernando LEYVA CABELLO

PALEONTOLOGÍA

Esmeralda CAUS

Luis F. GRANADOS

GEOMORFOLOGÍA Y NEOTECTÓNICA

Pilar CABRA GIL

DIRECCIÓN Y SUPERVISIÓN

Antonio BARNOLAS CORTINAS (IGME)

Í N D I C E

1.	INTRODUCCIÓN	9
1.1.	SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA	9
1.2.	ANTECEDENTES	9
2.	ESTRATIGRAFÍA	10
2.1.	TRIÁSICO	10
2.1.1.	Antecedentes	10
2.1.2.	Calizas Tableadas y Dolomías (2). Facies Muschelkalk	11
2.1.3.	Lutitas Versicolores, Yesos y Carniolas (3). Facies Muschelkalk Arcilloso y Keuper	12
2.2.	JURÁSICO	13
2.2.1.	Calizas Laminadas, Dolomías y Brechas Dolomíticas (4). Rhetiense-Hettangiense	13
2.2.2.	Yesos Blancos, Lutitas y Carniolas (5)	14
2.2.3.	Margas y Calizas Margosas con Braquiópodos (6).....	15
2.2.4.	Dolomías Sacaroideas Oscuras (7).....	16
2.3.	CRETÁCICO SUPERIOR	16
2.3.1.	Areniscas Silíceas y Calizas Bioclásticas con Rudistas (8). Santoniense a Maastrichtiense.	16
2.3.2.	Calizas Micríticas con intraclastos. Facies Garumniense (9). Maastrichtiense	19
2.4.	TERCIARIO	19
2.4.1.	Lutitas y Areniscas Ocre y Rojas, Margas, Dolomías Carniolares y Calizas. Facies Garumniense (10) y (11). Maastrichtiense-Paleoceno	19
2.4.2.	Calizas Micríticas con Microcodium. Facies Garumniense (12). Paleoceno.	21
2.4.3.	Arcillas Rojas, Areniscas Conglomeráticas y Calizas Micríticas. Facies Garumniense (13). Maastrichtiense-Paleoceno	21
2.4.4.	Calizas Bioclásticas con Alveolinas. "Calizas de Alveolinas" (14). Ilerdiense inferior	22
2.4.5.	Areniscas con Glauconita. Formación Baronía (15). Ilerdiense medio.....	24
2.4.6.	Margas gris amarillentas. Formación Pasarela (16). Ilerdiense medio-superior	24

2.4.7.	Areniscas, Calizas Bioclásticas y Margas. Formación Ametlla (17). Ilerdiense Medio-Superior-Cuisiense	25
2.4.8.	Calizas Margosas y Margas (18). Ilerdiense Medio-Superior	26
2.4.9.	Lutitas Rojas, Areniscas y Calizas. Formación Montañana (19). Ilerdiense Superior-Cuisiense	27
2.4.10.	Calizas Bioclásticas con Alveolinas y Brechas Calcáreas (20). Eoceno Medio.....	28
2.4.11.	Yesos y Lutitas Grises. Formación Barbastro (21). Eoceno Superior-Oligoceno Inferior.....	29
2.4.12.	Lutitas, Areniscas y Conglomerados Yesíferos (22). Eoceno Superior-Oligoceno Inferior.....	31
2.4.13.	Calizas y Dolomías Limosas y Margas Blancas (23). Stampiense (Oligoceno Inferior).....	32
2.4.14.	Areniscas en Paleocanales y Lutitas (Formación Peraltila) (24). Stampiense-Chatiente Basal	33
2.4.15.	Conglomerados y Brechas Calcáreas, Areniscas y Lutitas (25). Lutitas, Areniscas, Yesos y Calizas (26). Stampiense-Chatiente Basal	36
2.4.16.	Conglomerados Poligénicos (27). Areniscas, Conglomerados Silíceos y Lutitas (28). Formación Sariñena. Chatiente-Aquitaniense	37
2.5.	CUATERNARIO	39
2.5.1.	Características Generales	39
2.5.2.	Gravas, Cantos, Arcillas y Arenas. Glacis Plio-Cuaternario, Glacis Superior y Glacis Inferior (29, 30 Y 31).....	40
2.5.3.	Gravas Poligénicas, Bloques Redondeados y Cantos con Arenas y Arcillas. Terrazas y Fondos de Valle (32, 33, 34 Y 39)	40
2.5.4.	Gravas, Cantos, Bloques, Limos y Arenas. Llanura de Inundación (38) ..	40
2.5.5.	Gravas, Arenas y Limos con Cantos y Bloques. Conos de Deyección (35)..	41
2.5.6.	Bloques, Cantos, Gravass y Lutitas. Coluviones (37)	41
2.5.7.	Gravas, Cantos, Bloques, Arcillas y Arenas. Aluvial-Coluvial (36).....	41
3.	TECTÓNICA	41
4.	GEOMORFOLOGÍA	50
4.1.	SITUACIÓN FISIAGRÁFICA	50
4.2.	ANTECEDENTES	51
4.3.	ANÁLISIS MORFOLÓGICO	52
4.3.1.	Estudio Morfoestructural	52
4.3.2.	Estudio Del Modelado	53
4.3.2.1.	Formas Fluviales.....	53
4.3.2.2.	Formas De Ladera.....	55
4.3.2.3.	Formas Poligénicas	55
4.4.	FORMACIONES SUPERFICIALES	57
4.5.	EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA	58
4.6.	MORFOGÉNESIS ACTUAL, SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	60
5.	HISTORIA GEOLÓGICA	61
6.	GEOLOGÍA ECONÓMICA	64

6.1.	RECURSOS MINERALES	64
6.2.	HIDROGEOLOGÍA	68
6.2.1.	Encuadre Hidrogeológico.....	68
6.2.2.	Inventario y Usos del Agua	69
6.2.3.	Caracterización Hidrogeológica.....	69
7.	BIBLIOGRAFÍA	71

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La Hoja de Os de Balaguer se encuentra en las estribaciones meridionales de la cordillera Pirenaica, en las provincias de Lérida y de Huesca. En su mayor parte está caracterizada por accidentados relieves calcáreos, las denominadas Sierras Marginales del Pirineo, cruzados en su parte central por el río Noguera Ribagorçana. En el valle de este río se hallan los embalses de Canelles y de Santa Ana. En su extremo meridional, la Hoja presenta una orografía algo más suave, correspondiente a la depresión del Ebro. Las cotas máximas de la Hoja se sitúan en torno a los 1000 m, en los Montes de Millá-Puerto de Ager, y al sur de Auberola (picos de Pon, Osos y Cogulló), registrándose desniveles de hasta 600 m con respecto al valle del Noguera Ribagorçana.

Desde el punto de vista geológico, la Hoja de Os de Balaguer incluye el frente meridional pirenaico, representado por las referidas Sierras Marginales, y el borde norte de la Cuenca del Ebro. Las Sierras están constituidas por rocas mesozoicas y terciarias afectadas por una intensa tectónica de cabalgamientos y pliegues. La Cuenca del Ebro presenta rocas terciarias, esencialmente terrígenas y de origen continental, que se hallan afectadas por pliegues de gran escala. Tanto en las Sierras Marginales como en la Cuenca del Ebro, las rocas terciarias se distinguen por mostrar relaciones de sedimentación sintectónica, espectacularmente preservadas. A excepción de las terrazas del tramo meridional del río Noguera Ribagorçana y del río Farfanya, en la mayor parte de la Hoja las acumulaciones cuaternarias son de poca importancia relativa, correspondiendo principalmente a acumulaciones aluviales-coluviales y de fondo de valle.

1.2. ANTECEDENTES

Entre las referencias más antiguas a la Geología del área abarcada por la Hoja de Os de Balaguer destacan los trabajos de DALLONI (1930), SELZER (1934) y MISCH (1934), contribuciones que sentaron las bases estratigráficas y cartográficas de la región. Posteriormente, se realizó la cartografía de la Hoja a escala 1:50 000 dentro de la primera serie del Mapa Geológico de España (COMA, 1960). En este trabajo se precisa bastante la estratigrafía y la distribución de las principales unidades estructurales. Poco después, SOUQUET (1967) aportó más datos referentes a la estratigrafía del Cretácico Superior, y a su comparación con la de áreas adyacentes.

Las Sierras Marginales fueron situadas en el contexto estructural de la vertiente surpirenaica en los trabajos de SÉGURET (1972) y GARRIDO-MEJÍAS y RÍOS (1972). A continuación, CAUS (1973) y PONS (1977) realizaron estudios paleontológicos, del Eoceno Medio y Cretácico Superior respectivamente, en diversos sectores de la Hoja. Tras estos trabajos, la tesis doctoral de POCOVÍ (1978) aporta extensa información estratigráfica, estructural y cartográfica del área abarcada por las Hojas de Os de Balaguer y de la vecina de Artesa de Segre, constituyendo un trabajo de consulta básica.

En tiempos más recientes, la estructura de las Sierras Marginales y de la Cuenca del Ebro ha sido tratada por REYNOLDS (1987), MARTÍNEZ PEÑA y POCOVÍ (1988), y MEIGS (1995), que presentaron diversos cortes transversales. Por otra parte, MUTTI et al. (1985) aportaron precisiones sobre la estratigrafía y sedimentología de la Cuenca de Ager, mientras que en el trabajo de MEIGS (op.cit.) se incluyeron datos de magnetostratigrafía del terciario continental de la Hoja. De estos trabajos se dará referencia en los capítulos temáticos correspondientes.

2. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja de Os de Balaguer los sedimentos mesozoicos y del Eoceno marino afloran extensamente en las Sierras de Millà, Montclús y Blancafort al Norte; Volterria y San Miguel en el centro y las Sierras d'Os y Cincous al Sur.

El Triásico aflora extensamente en los domos de Estopiñán al NO y Les Avellanes al Este, así como en la base de los cabalgamientos de toda la franja meridional de la Hoja.

Los afloramientos más continuos y completos del Jurásico, Cretácico Superior y Eoceno se tienen en los flancos meridionales de las sinformas de Tragó (Sierra de Volterria) y Os (Sierra de Os).

En discordancia sobre los materiales reseñados se encuentran las potentes series continentales del Eoceno Superior-Oligoceno, pertenecientes a la Cuenca del Ebro y que ocupan la franja meridional de la Hoja.

Los sedimentos atribuidos al Oligoceno Superior-Mioceno, discordantes a su vez sobre todos los precedentes, se muestran como una delgada cobertera en las zonas de menor relieve estructural de los sectores septentrionales, en tanto que adquieren un mayor desarrollo en las cubetas adosadas a los cabalgamientos meridionales y sobre todo, en el borde occidental de la Hoja.

Los sedimentos cuaternarios se encuentran esencialmente en ambos márgenes del río Noguera-Ribagorçana, aguas abajo del embalse de Santa Ana.

2.1. TRIÁSICO

2.1.1. Antecedentes

Los depósitos más antiguos que afloran en las Sierras Marginales son un conjunto de calizas tabeadas oscuras, dolomías, carníolas y fundamentalmente lutitas y margas con abundantes evaporitas de colores vivos (rojos, amarillos, violáceos), atribuidos en su conjunto al Triásico.

- VIDAL (1898) ya reconoce que el Triásico de las Sierras Marginales está representado por facies Muschelkalk y Keuper. DALLONI (1910, 1930) describe el Triásico de los que denomina domos de Estopiñán y de Les Avellanes, integrado por calizas en facies Mulchelkalk y arcillas multicolores con yesos, con numerosos cuerpos de ofitas que clasifica como diques. En Estopiñán encontró bivalvos y gasterópodos. Cree que en esas zonas el Muschelkalk se encuentra estratigráficamente por debajo de las arcillas, que serían siempre de facies Keuper.
- MISCH (1934) opinó que podría haber unas arcillas del Buntsandstein Superior (facies Röt) por debajo de las calizas de facies Muschelkalk en algunas zonas de las Sierras Marginales, hecho que si bien no puede descartarse, no ha podido ser confirmado por ningún autor posterior. En la mayoría de la Hoja de Os de Balaguer, las arcillas con yesos tienen aspecto, el característico, de la facies Keuper, y en el presente mapa hemos atribuido los contactos de Muschelkalk por encima de éstas.
- MEY et al (1968) describen el conjunto de materiales triásicos como "Formación Pont de Suert".

2.1.2. Calizas Tableadas y Dolomías (2). Facies Muschelkalk

En los domos triásicos de Estopiñán y Les Avellanes la serie está constituida por 60-80 m de calizas y dolomías bien estratificadas, aunque la potencia original del conjunto de la unidad es difícil de evaluar puesto que casi siempre se dispone en contacto por falla por encima de las arcillas atribuidas al Keuper. Las calizas, al situarse entre facies arcillosas, están intensamente imbricadas y plegadas, o incluso desmembradas, con pérdida de continuidad lateral.

Según CALVET et al (1994), de modo semejante al resto de la vertiente surpirenaica, el Muschelkalk está compuesto por una unidad inferior de calizas grises y dolomías, esencialmente micríticas (mudstones-wackestones), con foraminíferos de valor cronoestratigráfico, entre los que cita filamentos de Halobia, pequeños Ammodiscidae, Frondicularia woodwardi, ostrácodos, bivalvos, crinoides y gasterópodos. Se interpretan como depósitos perimareales de rampa carbonatada.

La unidad superior muestra dos tramos diferenciables. El inferior es una secuencia de somerización tipo "grainy" (JAMES, 1980) con grainstones (oobioclásticos) en capas decimétricas con gradación y separación entre capas por láminas de mudstone, a veces microdoloesparítico. Los aloquímicos se encuentran silicificados en algunas capas donde se observan nódulos de chert dispersos.

El término superior de esta secuencia son calizas dolomíticas, con laminación cruzada sigmoidal en paso a dolomicritas litográficas gris oscuras, ricas en materia orgánica con láminas intercaladas de margas grises progresivamente más abundantes hacia el techo secuencial.

El tramo o secuencia superior de esta unidad está caracterizado por un paquete de dolomías grises y ocreas, a veces con estratificación cruzada plana que en vertical gradan a dolomicritas arcillosas con abundantes moldes de sales e interbankos de lutitas de color gris en paso a policolores en el tránsito al Keuper.

En su conjunto esta unidad superior tiene espesores de 25 a 35 m, y se interpretan como depósitos intermareales, desde el ambiente submareal en los “shoals” oointraclásticos a supramareal en las dolomicritas y siliciclásticos finos con moldes de sales.

En otras áreas del Pirineo meridional, las calizas del Muschelkalk han sido atribuidas al Ladiniense-Carniense inferior, en función de su contenido en conodontos y foraminíferos (nodosáridos e involutinidos) (CALVET y ANGLADA, 1987; MÁRQUEZ et al., 1990; CALVET et al., 1994). Estos autores las han atribuido igualmente a ambientes sedimentarios de plataforma carbonática somera.

2.1.3. Lutitas Versicolores, Yesos y Carniolas (3). (Facies Muschelkalk Y Keuper)

Ocupa extensos afloramientos en los domos de Estopiñán y Les Avellanes, y están constituidas por lutitas y yesos de colores variados (esencialmente rojizos y gris-verdosos) con niveles muy delgados de carbonatos.

Aunque en localidades próximas (Hoja nº 288 Fonz) se han observado lutitas rojas e incluso yesos en contacto normal bajo las calizas del Muschelkalk, se desconoce su espesor y relación con la serie triásica infrayacente, lo que unido a la complejidad estructural de estos afloramientos ha condicionado el que se cartografien como una sola unidad.

Mejor caracterizada está la facies Keuper, suprayacente a la unidad carbonatada de la facies Muschelkalk. Su potencia total es difícil de calcular debido a la tectónica, pudiendo situarse en torno a los 200 m. En su parte basal se dispone en contacto gradual sobre las calizas del Muschelkalk, mientras que a techo pasa de manera gradual pero rápida a las calizas y dolomías tableadas del Rhetiense.

La litología dominante es de lutitas gris-verdosas, más rojizas hacia la parte inferior, con niveles centimétricos de calizas, dolomías, carniolas y ocasionalmente, de brechas dolomíticas. Hacia la mitad de la serie se encuentra un tramo de yesos blancos y grises, de unos 50 m de espesor, con litofacies de tipo laminado y noduloso. La presencia de manantiales salinos, tanto en Estopiñán como en Les Avellanes, indican la presencia de cloruros en relación con este tramo.

El paquete superior está constituido por lutitas de colores rojo vinosos en paso a gris-verdosas, con intercalaciones de láminas y capas de mudstone o microdoloesparitas finamente laminadas y estructuradas en secuencias carbonato crecientes.

La asociación de facies del tramo inferior se interpretan como depósitos de “sabkha”, en tanto que el tramo superior se asimilan a depósitos de “playa-lake” y llanura lutítica aluvial.

Su edad, en función de su contenido palinológico (CALVET et al., 1993) ha sido considerada como Carniense-Noriense.

Las ofitas (1) son muy abundantes en Estopiñán y Les Avellanes, englobadas en los materiales triásicos. En campo aparecen como rocas oscuras (verde oscuro o negro) masivas, sin fábrica apa-

rente o con disyunción en bolas. De acuerdo con la descripción presentada en COMA (1960), presentan textura diabásica con plagioclasa (labradorita), piroxeno monoclinico (augita), olivino y magnetita. Los máficos casi doblan en proporción a los félsicos (38% de plagioclasa contra 44% de augita y 10% de olivino-serpentina en análisis modal). Los minerales máficos pueden hallarse alterados a clorita y serpentina. Las ofitas son indicadoras de un volcanismo alcalino, cuya edad de emplazamiento no está del todo clara pero podría corresponder a la etapa distensiva del Lías inferior.

2.2. JURÁSICO

Sobre el conjunto de lutitas versicolores atribuido al Keuper, se observa una serie carbonatada y evaporítica bien ordenada cuya edad abarca desde el Rhetiense al Jurásico.

En general, pueden diferenciarse tres tipos de afloramientos, los del Sinclinal de Trago-Estopiñán sin yesos en la serie aflorante, los centrales (Sinclinal de Os y Les Avellanes) con abundantes depósitos de yeso y dolomías, y los más meridionales, de nuevo sin yesos y con espesor reducido.

En la Hoja de Os de Balaguer, MELÉNDEZ y POCOVÍ (1987) en un informe interno para el IGME describen varios perfiles estratigráficos y realizan un estudio de muestras de estas formaciones. Los datos aportados por este trabajo, junto a las series realizadas, sirven de base para la descripción de estos materiales.

2.2.1. Calizas Laminadas, Dolomías y Brechas (4). Rhetiense-Hettangiense

En esta unidad se han agrupado las calizas y dolomías que se sitúan de forma discontinua por encima de la facies Keuper. En la mayoría de los afloramientos, y en su parte inferior esta unidad cartográfica está compuesta por calizas micríticas (mudstones y wackestones, con algún tramo de packstones) de color beige o gris claro, bien estratificadas en capas decimétricas. Localmente, se presentan dolomitizadas, en forma de dolomías rojizas de grano grueso. Contienen fragmentos de equinodermos, ostrácodos, etc., e intercalaciones oolíticas. En la parte superior del tramo son más abundantes las capas intraclásticas con fuerte recristalización que finalizan con bancos métricos de estromatolitos separados por interbancos centimétricos de dolomicritas.

Este conjunto ha sido definido como formación de Isábena en la región surpirenaica por ARNAL et al., (1994), precisando su edad Rhetiense propuesta anteriormente por GARRIDO y RÍOS (1972) y POCOVÍ (1978). Su contenido micropaleontológico es de Lingulina, Frondicularia, equinodermos, gasterópodos y ostrácodos, y se interpretan como depósitos perimareales.

En las series realizadas su potencia máxima es de 10 a 15 m.

Por su posición estratigráfica y facies, las calizas tableadas de grano fino y color gris-marrón claro que afloran bajo los materiales terrígenos rojos en las unidades meridionales con Eoceno medio (zonas de Sant Llorenç e Ivars) podrían correlacionarse con esta unidad y atribuirse también al Rhetiense.

Por encima de las calizas estratificadas del Rhetiense, se encuentran localmente dolomías y brechas dolomíticas, que no han sido separadas en la cartografía. Las dolomías suelen ser de grano grueso, de aspecto sacaroideo y colores grises, ocreos o rojizos. Pueden contener así mismo niveles de calizas micríticas con intraclastos. Las brechas presentan cantos de dolomicritas y de dolomía de grano grueso. El cemento es esparítico de grano grueso. La potencia total de estas dolomías es muy variable, puede llegar a los 150 m en las series de Tuveres y Tartareu (MELÉNDEZ y POCOVÍ, 1987) a 15 m en el flanco sur del Sinclinal de Os o 18 m en el flanco meridional del Sinclinal de Trago, en cuya serie el tramo de brechas muestra capas con “cantos negros” y finaliza con secuencias estromatolíticas decimétricas culminadas normalmente por capas centimétricas de brechas de cantos planos.

En las localidades de Tuveres y Tartareu este tramo superior son wackestone y packestone oolíticos en bancos decimétricos con fauna basal de gasterópodos y bivalvos. Podrían corresponder al Sinemuriense (reconocido en otras zonas por FAURE, 1984). Facies similares han sido atribuidas por diversos autores al Lías inferior (Hettangiense), GARRIDO y RÍOS (1972) y FAURE (1984).

En algunas localidades del Pirineo ha sido citada la presencia de un nivel de brechas piroclásticas en la base del Hettangiense, correlacionables con la “brecha de Dubar” descrita en los Pirineos franceses y de cuya composición se deduce que los piroclastos corresponderían a las emisiones de las ofitas, de ahí su valor cronoestratigráfico. En las series realizadas en el tránsito entre los carbonatos atribuidos al Rhetiense y los yesos blancos que se describen a continuación se encuentra un banco de aspecto caolinítico y color rosado a violáceo (posible tonstein) con abundantísimos nódulos ferruginosos, que le confiere aspecto brechoide. En el resto de las series realizadas y en observaciones puntuales, este contacto se manifiesta como un “hard-ground” o como una lámina de lateritas de color violáceo.

Las asociaciones de facies descritas para el Hettangiense se interpretan como depósitos perimareales y de sabkha (yesos blancos). Los procesos diagenéticos sobre estos materiales con percolación de aguas hipersalinas dan como resultado la disolución y colapso de estos sedimentos ocasionando la brechificación, dolomitización y recementación de los depósitos originales.

2.2.2. Yesos Blancos (5)

Esta unidad aflora localmente por encima de la unidad anterior, en las unidades de Yedra y del flanco meridional del sinclinal de Os de Balaguer. Se trata de yesos blancos, generalmente masivos, con alguna intercalación margosa o calcárea. En la última zona mencionada, en las proximidades de la ermita de Cérvoles, su potencia es de unos 60 a 70 m.

Sobre un banco de arcillas caoliníticas con nódulos en la base, se encuentran yesos blancos masivos con niveles centimétricos a decimétricos discontinuos de brechas de colapso. El espesor de este tramo es de 5 a 7 m.

Sobre estos materiales la serie se estructura en un acúmulo de secuencias decimétricas a métricas constituidas por un término de yesos blancos masivos en bancos, que gradan desde alternancias centimétricas a milimétricas de yeso blanco y gris con intercalaciones de margas grises a negras. Como techo secuencial se hallan dolomicritas gris blanquecinas a gris oscuras, bioturbadas,

algo fétidas, a veces con laminación paralela criptagal y más raramente con laminación de rip-ples en wackestone peletíferos.

En general, la unidad se muestra como un ciclo carbonato creciente.

Según GARRIDO y RÍOS (1972), en el ámbito de las Sierras Marginales puede deducirse que estos depósitos son, en parte, equivalentes laterales de las dolomías brechoides cartografiadas en la Hoja dentro de la unidad (4), y su edad es consecuentemente considerada Hettangiense FAU-RE, (1984).

2.2.3. Margas y Calizas con Braquiópodos (6). Lías Medio y Superior

VIDAL (1898) y DALLONI (1930) distinguieron en la zona de las Sierras Marginales un Lías medio y superior fosilífero (con braquiópodos y amonítidos) por encima del Lías inferior dolomítico y brechoide descrito anteriormente. COMA (1960), BULARD y DELANCE (1986) reconocen esta unidad en la Hoja de Os de Balaguer y confirman su atribución. Como reconocen estos autores, en la Hoja se presentan únicamente en afloramientos de reducidas dimensiones en las inmediaciones de las localidades de Tartareu y Santa Linya, al SE de Os de Balaguer (sinclinal de Tuveres), y al NO de Vilanova de la Sal, puntos todos ellos situados entorno al domo de Les Avellanes.

Consisten en margas gris-amarillentas, con intercalaciones de calizas margosas, a veces nodulosas, y de calcarenitas bioclásticas con abundante macrofauna de braquiópodos, amonítidos, crinoideos, pectínidos, etc. Su potencia máxima preservada en la Hoja (Tartareu) es de unos 30 m.

MELÉNDEZ y POCOVÍ (1987) aportan datos bioestratigráficos de esta unidad. En Tuveres y al NE de Vilanova de la Sal han encontrado los ammonoideos *Protodactyloceras davoei* y *Aegoceras* sp., que caracterizan el Carixiense. En Tartareu han encontrado una asociación de braquiópodos característica del Toarciense completo:

Stolmorhynchia bouchardi (DAVIDSON)

Quadratrirynchia sp.

Lobothyris punctata (DAV.)

Zeilleira (Z.) *sartacensis culeiformis* (ROLLIER)

y hacia la parte superior:

Homeorhynchia meridionalis (DESLONGCHAMPS)

Gryphaea sublobata

El Toarciense Superior viene definido por la presencia de *Homeorhynchia meridionalis* y por el amonoideo *Pseudogrammoceras* sp., encontrado en Santa Linya.

En la serie realizada en el flanco Sur del Sinclinal de Tragó de Noguera se observa que, sobre el tramo de las dolomías brechificadas hay un paquete con espesor entre 7 y 8 m, constituido por

secuencias de somerización de tipo “muddy”, JAMES (1980), decimétricas con packstone y wackestone (pelintrabioclásticos) de color gris a crema y mudstone dismicritas rosadas y nodulosas a techo secuencial. La base del paquete son el tránsito con las dolomías brechoides a una capa de grainstone (oobioclástica) gradada con “hummocky cross bedding” (H.C.S.). La microfauna determinada es de Lamelibranquios, Gasterópodos, Equinodermos, Lituolidos, Texturálidos, Valvulínidos, Algas, Ostrácodos y Microfilamentos, que no aportan precisión cronológica pero que por posición estratigráfica serían equivalentes al Lías anteriormente descrito.

2.2.4. Dolomías Sacaroideas Oscuras (7). Dogger - Malm

Sobre las margas y margocalizas nodulosas fosilíferas del Toarciense se encuentra localmente un tramo de espesor variable, constituido por dolomías masivas sacaroideas a veces ankeríticas y brechoides de color gris oscuro. Este tramo es característico de diversos sectores de la vertiente surpirenaica (DALLONI, 1930), y la mayoría de autores le atribuyen una edad Dogger por su posición estratigráfica. En el ámbito de la Hoja, se observa en un escarpado cerro próximo a Santa Linya, sobre las margas fosilíferas del Toarciense y en los afloramientos del Sinclinal de Tragó de Noguera, donde es posible observar en este paquete dolomítico restos de estratificación con capas decimétricas a bancos con laminación paralela y cruzada en un sedimento con numerosos fantasmas de aloquímicos de tamaño rudítico (oncoides, braquiópodos, etc.).

En el área de Tragó de Noguera, sobre la barra dolomítica atribuida al Dogger, aflora de forma discontinua bajo la discordancia del Cretácico, un paquete constituido por mudstone y wackestone algo dolomitizadas en la base que intercalan packstone hacia techo estructurados en secuencias “muddy”, JAMES (1980), con capas decimétricas a centimétricas nodulosas y rosadas a techo de las secuencias. Las muestras recogidas proporcionan una microfauna de Lamelibranquios, Moluscos, Espículas, Lagénidos, Microfilamentos, Radiolarios, Tintínidos, Thaumathoporella parvovesiculífera (RHINERI), Cayeuxia sp, que sugieren una edad Malm para estas calizas. Este dato es interesante toda vez que no se habían citado sedimentos del Jurásico Superior en áreas tan meridionales.

2.3. CRETÁCICO SUPERIOR

2.3.1. Areniscas Silíceas y Calizas Bioclásticas Con Rudistas (8). Santoniense A Maastrichtiense

En el área de las Sierras Marginales en general, y en esta Hoja en particular, no se han reconocido y datado depósitos posteriores al Jurásico Superior y anteriores al Cretácico Superior.

Los primeros materiales que afloran sobre las series triásicas o jurásicas son o bien siliciclásticos (gravas, arenas, lateritas y bauxitas), en el flanco meridional del Sinclinal de Os y en el sector de la Creu del Boix, o bien calizas masivas bioclásticas amarillentas en algunas partes del Sinclinal de Tragó de Noguera.

DALLONI (1930) y SOUQUET (1967) atribuyen los depósitos detríticos ferruginosos basales y las calizas bioclásticas suprayacentes al Santoniense y Campaniense-Maastrichtiense respectivamente.

El conjunto general de esta unidad cartográfica muestra una alternancia de paquetes constituidos por calizas bioclásticas con un porcentaje variable de siliciclastos y paquetes de calizas bioconstruidas o del entorno recifal. Los primeros están por lo general bien estratificados, en tanto que el aspecto masivo o macronoduloso predomina en los segundos.

El espesor de la unidad aumenta hacia el Norte al tiempo que disminuye su contenido en siliciclásticos.

En las series realizadas tanto en la ermita de Corrales como en la Creu del Boix, el tramo basal del Cretácico Superior son conglomerados y gravas con cantos de cuarzo y lidita y matriz arcósica. Son abundantes los nódulos ferruginosos amarillentos. La serie continua con arenas (subarcosas a sublitarenitas) de grano medio a grueso con grava de cuarzo dispersa, estratificación cruzada plana y en surco y niveles con cemento carbonatado progresivamente más abundante subiendo en la serie.

Intercalan cuerpos canalizados decimétricos con gravas de cuarzo bien redondeadas. Cuando se apoyan directamente sobre el Triásico es normal la presencia de cuarzos idiomorfos en la fracción arena, y capas decimétricas de areniscas bioclásticas rudíticas con laminación cruzada de alto ángulo. En el tránsito a los paquetes carbonatados se observa una capa de grainstone arenosa rudítica de color rojizo, gradada y con H.C.S. El espesor máximo es de 25 m.

En las facies terrígenas inferiores SCHLUMBERGER (1899) describió ejemplares tipo de foraminíferos que luego se consideraron característicos del Santoniense, entre ellos *Lazcaina elongata*, *Vidalina hispanica*, *Idalina antiqua*, etc. Estas facies contienen además, en diversos sectores de la Hoja, abundantes corales solitarios como *Cyclolites* y *Placosmilia* (COMA, 1960).

En el flanco meridional del Sinclinal de Tragó de Noguera, sobre el Jurásico anteriormente descrito, no se observa el tramo siliciclástico de la base del Cretácico. En este sector el tramo inferior son grainstone y packestone masivos a seudonodulosos, rudíticos y de color amarillento. Hacia techo se observan superficies ferruginosas discontinuas con numerosas perforaciones y clastos heterométricos tapizando la superficie. El espesor medido es de 15 m y se determina una microfauna de *Orbitolina* sp., *Pseudocyclammina rugosa*, D'ORBIGNY, *Cuneolina*, *Quinqueloculina*, *Dicyclina*, *Algas*, *Corallinaceas*, *Briozoos*, *Lamelibranchios*, *Equinodermos*, *Ostrácodos*, *Miliólidos*, *Lituólidos*, etc. que sugieren una edad Cenomaniense-Senoniense, con probabilidad Senoniense inferior.

El conjunto de este tramo basal del Cretácico Superior se interpreta como depósitos de cinturón litoral donde existen los materiales siliciclásticos y mixtos de abanicos deltaicos junto a construcciones recifales de rudistas.

La diacronía de este tramo basal en el ámbito de las Sierras Marginales es apreciable abarcando un espacio de tiempo entre el Coniaciense y el Santoniense Superior.

Una de las series más representativas del Cretácico Superior en esta Hoja es la del Sinclinal del Tragó de Noguera y para la descripción de esta unidad nos basaremos en ella.

Sobre el tramo basal se tiene un paquete de 18 m de espesor, constituido por grainstone y packestone en capas decimétricas con superficies de estratificación onduladas y capas amalgamadas. Intercalan capas gradadas con H.C.S. y bancos con estratificación cruzada y laminación de ripples (megawaves) hacia la base del paquete, en tanto que hacia techo se estructura en secuencias de somerización decimétricas con packstone intraclásticos como término inferior secuencial y wackestone dolomíticos con laminación paralela como superior, culminando a veces con capas milimétricas de brechas de cantos planos. El techo de este tramo es un suelo ferruginoso discontinuo de espesor centimétrico. El color varía desde el gris amarillento a muro a rosado violáceo a techo.

En su conjunto, el tramo se muestra como una megasecuencia de somerización, con sedimentos submareales de alta energía a facies intramareales con barros dolomíticos de llanura de marea mixta (brechas de cantos planos) hacia la parte superior.

Se ha determinado una microfauna de *Vilalina* cf. *hispanica*, *Nummofallotia* cf. *cretacea*, *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp., *Moncharmontia apenninica*, *Nemoloculina* sp., *Briozoos*, *Lamelibranchios*, *Equinodermos*, *Miliólidos*, *Ophthalmidiidos*, *Ostrácodos*, etc. que definen una edad Santoniense.

Sobre el tramo anterior se tiene un conjunto con espesor de 68 m constituido fundamentalmente por grainstone y rudstone en capas decimétricas a bancos con estratificación cruzada de alto ángulo que intercalan paquetes métricos de packestone y wackestone arenosos en capas amalgamadas a nodulosas. En el conjunto del tramo se observan tres macrosecuencias edificadas siguiendo este orden. En detalle se observa para cada macrosecuencia una estructuración en secuencias "shallowing upward", JAMES (op.cit.) en biohermos y biostromas en paso y alternancia a secuencia "grainy" y de playa en los bancos con laminación cruzada de alto ángulo y finalmente un acúmulo de secuencias "muddy" en las packestone-wackestone arenosos. Por tanto cada macrosecuencia constituye un ciclo de somerización desde bancos biohémicos con morfología de "mud-mound" y biostromales con rudistas, corales, algas rojas y briozoos a depósitos de llanura mareal mixta.

En el sector de la ermita de Cérvoles, el proceso de somerización de este tramo concluye con el desarrollo de un suelo ferralítico centimétrico y una capa con base erosiva constituida por una arenisca bioclástica con grava dispersa, que incluye cantos nodulizados del suelo sobre el que se apoya.

Las muestras recogidas proporcionan una microfauna de *Cuneolina pavonica*, *Orbitolinopsis senonicus*, *Nummofallotia cretacea*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Abardia mosae*, *Montcharmontia apenninica*, corales, briozoos, algas, lamelibranchios, gasterópodos, miliólidos, rotálidos, athaxophagimidiidos, equinodermos, ostrácodos, etc., que definen una edad Santoniense para este tramo.

La serie continúa con un tramo cuyo espesor es de 56 m y expresión morfológica fácilmente reconocible. Se trata de un acúmulo de secuencias de orden decamétrico a métrico con un término inferior en grainstone y packestone (intra bioclásticos) masivos de color crema, y un término superior en wackestone a packestone dismicríticos con superficies de capa onduladas a nodulosas. Serían asimilables a secuencias de somerización de tipo "muddy" JAMES, en llanuras de marea de baja energía, con gran desarrollo del término submareal.

Las muestras recogidas proporcionan una microfauna de *Moncharmontia apenninica compressa*; *Vilalina hispanica*, *Murciella cuvillieri*, *Accordiella conica*, *Lacazina* sp., *Dicyclina schlumbergeri*, rotá-

lidos, miliólidos, ophthalmidiidos, ataxophragmidiidos, lamelibranquios, equinodermos, ostrácodos, briozoos, corales, algas corallináceas, etc., que determinan una edad Santoniense Superior-Campaniense, probable Campaniense.

Sobre este tramo, la serie muestra un paquete de 12 m de espesor constituido por capas bien estratificadas en secuencias decimétricas con packestone y wackestone con rudistas dispersos de color crema a gris en paso a mudstone gris rosados nodulosos, dismicríticos, silicificados y dolomitizados. Las muestras proporcionan una microfauna de Orbitoides media, Siderolites cf. tisso-ti, Siderolites cf. calcitrapoides, miliólidos, Rotalia sp., briozoos, lamelibranquios, equinodermos, ostrácodos, algas corallináceas, etc. Esta microfauna (facies "Nanking") permite determinar una edad Campaniense-Maastrichtiense, probable Maastrichtiense.

Son depósitos de llanura de marea mixta a superior. El paso cartográfico a la unidad superior se establece con la desaparición de Miliólidos y rudistas y la aparición de las carofitas. La transición sedimentaria cuando puede observarse en detalle es muy brusca en el ámbito de la Hoja, sólo en unas pocas capas con espesor de 0,5 a 1 m coexisten los miliólidos y las carofitas (Series de Sinclinal de Tragó de Noguera y Puerto de Ager).

En la Sierra del Solà, al N de Castillonroy, donde el Cretácico Superior tiene un espesor muy reducido (se trata de las unidades frontales) se encuentran unos rudistas sueltos que PONS, J.M. (com.pers.) ha determinado como Praeradiolites boucheroni (BAYLE) y Biradiolites lamerazensis TOUCAS, formas que pertenecen al Campaniense Superior - Maastrichtiense inferior. Los rudistas forman bancos bioconstruidos intercalados en calizas margosas.

2.3.2. Calizas Micríticas con Intraclastos. Facies Garumniense (9). Maastrichtiense.

Sobre las calizas bioclásticas amarillentas del Cretácico Superior (Maastrichtiense), se tiene un tramo que comienza por una alternancia de wackestone dismicríticos en capas decimétricas con superficies de estratificación plano paralelas y color gris oscuro, alternando con margas y/o margocalizas rosadas. La serie continua con capas progresivamente más gruesas de wackestone y mudstone dismicríticos gris oscuros, fétidos, con cantos negros y nódulos de sílex subsférico de pequeño tamaño disperso, más abundante en la parte superior del tramo. El espesor medio del tramo es de 20 m. La microfauna es de tallos de carofitas, girogonitos de charáceas, lamelibranquios, gasterópodos, ostrácodos, Discorbis sp., ophthalmidiidos, Rotalina sp. Se le atribuye una edad Campaniense-Maastrichtiense aunque debe acotarse por encima de un Maastrichtiense dado en Tragó de Noguera.

Estas litofacies se asocian a ambientes lacustres carbonatados evolucionando a subambientes palustres.

2.4. Terciario

2.4.1 Lutitas y Areniscas Ocre y Rojas, Margas, Dolomías Carniolares y Calizas. Facies Garumniense (10) y (11). Maastrichtiense-Paleoceno.

Sobre el tramo carbonatado basal se desarrolla un conjunto predominantemente siliciclástico, con un espesor aproximado de 80 m, en el que pueden diferenciarse tres subtramos.

El tramo inferior está constituido por lutitas ocre y rojas con abundantes rizocreciones, con láminas y linsen de arena fina amarillenta. De forma gradual intercalan capas centimétricas a decimétricas de arenisca de grano medio con laminación de ripples y cuerpos canalizados de espesores decimétricos a métricos, constituidos por arenisca de grano grueso con grava de colores rojos a blancos. Petrográficamente son litarcosas a litarenitas de tipo calcítica con granos bien redondeados. A veces estos cuerpos canalizados normalmente individualizados ("ribbon"), se agrupan dando niveles métricos con recorrido lateral hectométrico. En su conjunto, el tramo es una secuencia grano y estratocreciente, con depósitos de llanuras de inundación con desarrollo local de suelos de vegetación y sedimentación de barros carbonatados en paso lateral y vertical a paleocanales fluviales de tipo "braided".

Este tramo se correspondería con el "Tramo margoso inferior" de POCOVÍ (1978), y por tanto correlacionable con las "areniscas de reptiles", ULLASTRE y MASRIERA (1983), a las que se asigna una edad Rognaciense (Maastrichtiense terminal).

En continuidad y paso gradual, aunque muy rápido, hay una barra carbonatada (11) con espesor variable (12 m en el Puerto de Ager) que se adelgaza rápidamente hacia el Sur, de tal forma que deja de ser cartografiable y motiva que el término rojo intermedio unifique los subtramos distinguibles en los sectores septentrionales.

En la serie que se describe, sobre las areniscas con grava y/o lutitas rojas, hay mudstone grises y dolomicritas negras fétidas en capas decimétricas a bancos con grandes nódulos de sílex, tanto en nódulos arriñonados como en niveles discontinuos nodulizados, que en la capa basal muestra moldes de sales, porosidad carniolar y brechificación de colapso.

Subiendo en la serie, se observan capas bien estratificadas decimétricas de wackestone dismicríticas gris claras a crema rosados y dolomicritas dismicritas fétidas, grises y con cantos negros. La culminación de esta secuencia es una capa intraclástica con clastos y oncoides de tamaño grava. El espesor de esta secuencia basal es de cinco metros.

Sobre esta secuencia carbonatada el resto de la barra (7 m) son calizas de aspecto marmóreo recristalizado y con dolomitización en mancha. Consisten en calizas de *Microcodium* con formas desde ramosas a tabulares y restos de charáceas y ostrácodos. Intercalan capas decimétricas de packstone con abundante fauna de gasterópodos, lamelibranquios y granos de *microcodium* que hacia la parte superior son capas doloespáriticas con moldes de sales y cantos negros abundantes. Las muestras recogidas proporcionan una microfauna de *Microcodium* cf *elegans*, moluscos, tallos de carofitas, girogonitos de charáceas, gasterópodos y ostrácodos.

En el ámbito regional sería correlacionable con el "Tramo calcáreo medio" de POCOVÍ (1978) y con la "Caliza de Vallcebre" a techo de la cual ULLASTRE y MASRIERA (1983), sitúan tentativamente el límite Cretácico-Terciario.

Sobre esta barra carbonatada la serie del Puerto de Ager continua con un tramo de espesor variable (9 a 15 m) que en leyenda se incluye en (10) constituido por lutitas carbonatadas versicolores con predominio del color ocre a vinoso en la base, donde se observa una capa de areniscas (litarenitas), bioturbadas con concreciones carbonatadas de *Microcodium*, base plana, techo con

laminación de ripples de ola y color amarillento a vinoso. Aunque su espesor es decimétrico, su continuidad lateral es kilométrica. Hacia techo del tramo las intercalaciones en las lutitas son capas centimétricas a decimétricas de wackestone dismicríticos y nodulosos a packestone dismicríticos con abundante macrofauna. En estas capas ULLASTRE y MASRIERA (1983) citan *Vidaliella gerundensis* y *Physa* de probable edad Thanetiense (Paleoceno).

Este tramo se correspondería con el tramo margoso superior de POCOVÍ (1978) integrado en la unidad de "Capas con *Microcodium*".

Este conjunto se interpreta como depósitos lacustres y palustres.

2.4.2. Calizas Micríticas con *Microcodium*. Facies Garumniense (12). Paleoceno.

En contacto neto sobre el tramo margoso infrayacente, se tiene una o varias barras carbonatadas que se encuentran en continuidad morfológica con la unidad carbonatada de la caliza de alveolinas. Se trata de calizas marmóreas, en capas de 50-70 cm a bancos, con niveles y/o láminas intercapas de margas de color ocre a vinoso y abundantes suelos ferruginosos nodulizados que progresivamente desaparecen hacia techo.

En la serie del Puerto de Ager son dolomicroesparitas y dolomías de grano medio con escasos restos identificables de *Microcodium*, ostrácodos y charáceas. En las capas superior es de esta unidad, esta microfauna coexiste con grandes miliólidos en los que puede reseñarse la presencia de hidrocarburos en sus camarillas.

Se interpretan como facies lacustres que están ya interconectadas con ambientes marinos restringidos en la parte superior de la unidad. Equivalen al "Tramo calcáreo superior" de POCOVÍ (1978), al que se le asigna una edad Thanetiense (Paleoceno).

2.4.3. Arcillas Rojas, Areniscas Conglomeráticas y Calizas Micríticas. Facies Garumniense (13). Maastrichtiense-Paleoceno

En el ámbito de la Hoja el tránsito del Cretácico al Terciario está representado por los sedimentos continentales de las facies Garumn.

En los sectores meridionales con series de espesor reducido e intensa estructuración (unidades frontales), no ha sido posible la diferenciación cartográfica de distintos tramos, por ello se agrupan en una unidad compresiva.

En este caso la serie está constituida por un tramo basal carbonatado con mudstone dismicritas y dolomicro esparitas fétidas, en capas decimétricas de color gris con láminas intercapa de margas grises. Hay capas con nódulos de sílex arriñonados, grises-blanquecinos a negros. Sobre este tramo se encuentra una alternancia irregular de lutitas rojas, con capas intercaladas de areniscas con grava de cuarzo, rellenando canales decimétricos y capas de calizas nodulosas rojizas con escaso desarrollo lateral. Estas capas carbonatadas son más abundantes subiendo en la serie. El tramo superior está constituido por calizas wackestones a packestones intraclásticas en la base,

alternando con margas policolores en paso a calizas de *Microcodium* en bancos a masivas de color amarillento rosado.

A este conjunto sedimentario se atribuye en su integridad una edad Maastrichtiense-Paleoceno por correlación con otras series mejor definidas en los sectores septentrionales de la Hoja, donde se cartografiaban los tramos que a continuación se describen en base al corte realizado en la vertiente Sur del Puerto de Ager.

2.4.4. Calizas Bioclásticas con Alveolinas. “Calizas de Alveolinas” (14). Ilerdiense Inferior.

Esta unidad litoestratigráfica se conoce con distintas denominaciones en la literatura geológica. Inicialmente, se conoció como Fm. Ager (LUTERBACHER, 1969; FERRER et al., 1973; NIJMAN y NIO, 1975); MUTTI et al., (1988) la incluyen en la secuencia de Figols; PUIGDEFABREGAS et al., 1980 y BARNOLAS et al., 1991, la sitúan en la parte inferior del Grupo Ager. No obstante, la denominación “Calizas de Alveolinas” es la más frecuente en la literatura.

Dentro de la Hoja de Os de Balaguer, son abundantes los afloramientos de esta unidad donde realizar tanto series como observaciones puntuales. Las series más completas, tanto por su espesor como por la variedad de facies litológicas, son las que afloran en el Puerto de Ager, Sinclinal de Tragó de Noguera y Sinclinal de Os. La descripción de esta unidad, como de las suprayacentes del Eoceno Inferior y Medio se harán en relación con estas series.

En concordancia aparente con la unidad anterior y de forma brusca, sobre las calizas con *Microcodium* y miliólidos, se encuentra una serie bastante monótona litológicamente y con un espesor homogéneo, al menos en las transversales centro septentrionales, en donde su potencia varía entre los 60 m del Puerto de Ager, los 80 m en Tragó de Noguera y los 90 a 100 m en Os. En las unidades frontales del borde meridional, el espesor varía entre 20 a 35 m.

Las capas basales de esta unidad, en las series realizadas, muestran un hecho común: se trata de packstone a grainstone de color rojizo, bioclásticos y rudíticos, en los que se observan restos abundantes de hidrocarburos en las camarillas de los bioclastos, en especial de los grandes miliólidos.

En las series realizadas pueden distinguirse los siguientes tramos de muro a techo:

El de base, sobre las grainstones rojizos con restos de hidrocarburos, está constituido por capas decimétricas, a veces con estratificación ondulada a amalgamadas y bancos con estratificación cruzada plana y en surco en grainstone oolíticos y biointraclásticos de color blanco a grisáceo. Su espesor es de 7 a 8 m.

Sobre este tramo, dominado por los “shoals” oolíticos, se tiene un paquete con espesor de 10 a 15 m muy característico en el ámbito de estudio. Se trata de carbonatos bioclásticos gradados con estructuras “hummocky” (H.C.S.) en capas decimétricas de color crema amarillento en Tragó de Noguera a rojo violáceas con amalgamado y nodulización en el Puerto de Ager. El tramo finaliza con margocalizas o margas que intercalan capas centimétricas con H.C.S.

Sobre este tramo y en tránsito gradual, la serie continúa con el tramo de mayor espesor. En general se trata de cuerpos con relieve positivo y espesor métrico ("mound cores") en el que pueden distinguirse *bafflestone* de algas y corales, *rudstone* bioclásticos y facies de compensación a techo de los "mound" con desarrollo de *packstone* nodulosos y capas de condensación rojizas.

En el Puerto de Ager las facies de *rudstone* y *bindstone* adquieren un gran desarrollo con montículos parcialmente arrasados, generando cuerpos dunares con grandes fragmentos de algas y corales en capas con estratificación cruzada en surco, capas de avalancha decimétrica y laminación de *ripples* sobreimpuesta.

El tramo de techo de esta unidad, se reconoce por la pérdida de las facies de "mound" y el establecimiento de una sedimentación en *packstone-wackestone* de color crema a rosados a veces dismicríticos, nodulosos y amalgamados, con intercapas de margas grises, que gradualmente dan paso a la unidad superior.

El contexto general de esta unidad, en los sectores centro septentrionales, muestra de muro a techo una macrosecuencia característica de un relleno de lagoon con cierre poco efectivo, en el que el tramo inferior, "shoals" oobioclásticos, representan los sedimentos propios de la instalación de este modelo, con inmediatez a la profundización del sistema lacustre carbonatado del Garumniense. Los depósitos tempestíticos serían la fase de relleno activo y en su migración hacia el offshore van a ser el cierre de este lagoon; y por fin el acúmulo de carbonatos de tipo "mound cores" y afines son el relleno condicionado de dicho lagoon, JAMES (1980 b y c) y Mc ILREATH et al. (1980). Tanto las facies de relleno activo como condicionado señalan el máximo de intensidad de sedimentación y de lámina de agua.

A partir de estos sedimentos, se inicia en el área un proceso de somerización cuya sedimentación se describe en las siguientes unidades.

En los sectores meridionales, la condensación de facies y la complejidad estructural no posibilitan una diferenciación como la descrita para los ámbitos septentrionales. La serie se muestra como un monótono acúmulo de calizas crema a blanco amarillento, en las que predominan las *grainstone* oolíticos y bioclásticos, pero siempre se ha observado un tramo intercalado, con potencia variable, en el que predominan las facies bioconstruidas y/o biostrómicas de algas y corales.

Las muestras recogidas proporcionan una microfauna de *Alveolina* gr. oblonga, *A. cucumiformis*, *A. ellipsoidalis*, *A. dolioformis*, *Opertorbitolites gracilis*, *Discocyclina*, *Coskinolina*, algas, equinodermos, briozoos, corallarios, moluscos, etc., que determinan una edad llerdiense inferior. En la zona de Ager la base de esta unidad puede ser aún más antigua, ya que LUTERBACHER (1969) y LLOMPART (1977) citan la presencia de *Alveolina* (*Glomalveolina*) *primaeva* y *A. (G) levis*, formas que indicarían una edad Thanetiense superior.

Hacia el Sur de la Hoja, en las unidades frontales, CAUS (1974) ha determinado en esta unidad cartográfica los foraminíferos, generalmente mal conservados: *Alveolina* cf. *avellana*, *Orbitolites* cf. *gracilis*, *A. cf. ellipsoidalis*, *A. cf. globula*, *A. lepidula*, *A. cf. decipiens*, *A. aff. bronneri* (formas del llerdiense inferior-medio?), además de valulínidos, miliólidos, rotálidos y foraminíferos aglutinados simples.

2.4.5. Areniscas con Glauconita. Formación Baronia (15). Ilerdiense Medio.

Su ámbito de afloramiento se restringue al sector nororiental de la Hoja, en donde afloran series muy parciales. Por tanto, su descripción se hará en razón tanto de las observaciones de campo como de lo reflejado en las numerosas publicaciones existentes sobre el Grupo Ager.

En suave discordancia erosiva a paraconcordancia, al Este del Puerto de Ager, sobre las “Calizas de Alveolinas”, se encuentra una serie de constitución esencialmente siliciclástica y color verde a gris verdoso.

Se trata de areniscas de tipo litarenítico cuya característica más destacable es que el espectro de sus fragmentos de roca es calcilítico, con predominio por tanto de los granos de arena carbonatados, en los que se reconocen, cuando el tamaño de grano lo permite, las facies carbonatadas de las unidades infrayacentes, en especial del Cretácico Superior y las de “Calizas de Alveolinas”. Otra constante es la mezcla de estos granos carbonatados con los fragmentos de rocas metamórficas. Por último, la presencia continuada de glauconita en proporciones variables, llegando en algunas capas a representar un 15% del sedimento. El cemento es carbonatado.

En los recorridos de campo se han observado los tres tramos o unidades que se describen en bibliografía, (MUTTI et al., 1985). La unidad inferior estructurada en secuencias grano y estratocrecientes, con un término inferior en sedimentos heterolíticos bioturbados, con abundante icnofauna de Chondrites, en paso a areniscas en capas de decimétricas a métricas con estratificación cruzada, plana y en surco con cuerpos sigmoidales separados por láminas de margas y/o lutitas carbonatadas. El espesor promedio es de 120 m. Se consideran depósitos de barras mareales. La unidad intermedia, está caracterizada por un complejo canalizado con areniscas de grano medio a grueso y abundantes cantos blandos en la base de los canales, evolucionando a areniscas con estratificación cruzada en surco y hacia techo a alternancia de areniscas de grano fino con laminación de ripples y fangolitas bioturbadas con “linsen” y “flasher”. Se atribuyen a canales estuáricos evolucionando a llanura mareal. El espesor de esta unidad es de 50 a 60 m. Por último, la unidad superior son prioritariamente areniscas en capas decimétricas con estratificación cruzada plana, en surco y laminación de ripples, entre la que se intercalan tramos heterolíticos bioturbados. Se trata de sedimentos submareales e intermareales que representan el máximo regresivo en el sistema deltaico de esta formación. Se han observado dos capas decimétricas de carbonatos arenosos y bioclásticos con H.C.S. y “swaley”. Uno se intercala en el primer gran tramo heterolítico próximo a la base y el segundo, en la base de la unidad intermedia. La Formación Baronia se interpreta dentro de un sistema deltaico de dominio mareal.

La fauna de braquiópodos, crustáceos, equínidos y lamelibranquios, junto a los Chondrites, así como la posición estratigráfica, permiten que se le atribuya una edad de Ilerdiense medio.

2.4.6. Margas Gris Amarillentas. Formación Pasarela (16). Ilerdiense Medio-Superior.

Al Norte del Puerto de Ager y sobre los “mound cores” o capas biostrómicas del techo de la “Caliza de Alveolinas”, se tiene un tramo de margas y margocalizas de colores gris a pardo que intercalan capas centimétricas y/o láminas de areniscas de grano fino con cemento carbonatado y laminación de ripples, así como calizas bioclásticas (packestone y wackestone) con techo on-

dulado. Esta unidad se conoce como Formación Pasarela. El techo de esta unidad o base de la superior es una capa decimétrica de areniscas (litarenitas) glauconíticas gradadas con hummocky cross bedding (H.C.S.).

El espesor de esta unidad, en la serie realizada, no supera los 20 m, aunque lateralmente en áreas próximas alcanza hasta los 60-70 m. Las muestras recogidas proporcionan una microfauna de *Alveolina ilderensis*, *A. canavarii*, *A. corbarica*, *A. trempina*, briozoos, algas, equinodermos, moluscos, etc., que permiten atribuirle una edad llerdiense medio-superior.

Las litofacies de esta unidad, atribuible a depósitos de plataforma externa, y su disposición cartográfica, configuran, junto al cese de la actividad deltaica, el mayor evento transgresivo en el área, así como el basculamiento de la plataforma en sentido Oeste-Suroeste, y el onlap de las Formaciones Pasarela y Ametlla en el mismo sentido.

2.4.7. Areniscas, Calizas Bioclásticas y Margas. Formación Ametlla (17). llerdiense Medio-Superior-Cuiseense.

En conformidad con la unidad anterior, se tiene una serie en cuya composición se alternan los depósitos siliciclásticos con los carbonatados bioclásticos, cuya coloración varía desde el gris verdoso al amarillento, y con margas. En el ámbito de la Hoja los afloramientos son de mala calidad, dada su litología y los recubrimientos que se dan en la vertiente norte del Puerto de Ager, donde aflora más extensamente esta Formación.

Sobre la capa con H.C.S. que sirve de separación entre unidades, se tiene un paquete, constituido por litarenitas de tipo calcítico, muy parecidas composicionalmente a las de la Formación Baronia, incluso en su abundancia de glauconita.

La serie continúa con un tramo constituido por arenas (litarenitas) de grano medio fino, en capas centimétricas a decimétricas con laminación cruzada y caras de avalancha con láminas de lutitas gris oscura. La glauconita es abundante, así como el contenido en minerales pesados, en algunas capas de color gris claro y grano algo más grueso con estructuras "swaley" y H.C.S. El espesor de este tramo es de 10 m.

Sobre este tramo, la serie se estructura en secuencias grano y estrato crecientes de espesor métrico constituidas por un término inferior de wackestone a packstone en capas decimétricas con techo ondulado, a veces amalgamadas, dando aspecto noduloso y color amarillento verdoso a rojizo, con abundante macrofauna, a veces con carácter lumaquéllico, en paso a grainstone y rudstone en capas decimétricas a métricas con estratificación "herring bone", cruzada planar, sigmoidal y en surco. Los contenidos en arena aumentan de muro a techo secuencial, de tal forma que las capas de techo son sedimentos mixtos carbonatado-detriticos, con mezcla de granos de caliza redondeados, fósiles rotos y rodados, granos de cuarzo y rocas metamórficas, glauconita rodada, etc. junto a fósiles enteros con camarillas rellenas de glauconita, intraclastos, algún ooide disperso y matriz micrita en diverso grado de recristalización. Las lutitas carbonatadas, que se intercalan en estos cuerpos arenosos, muestran bioturbación intensa y restos vegetales muy macerados.

En su conjunto, esta formación muestra un ciclo regresivo respecto a la Fm. Pasarela, de tal forma que se pasa desde medios de plataforma abierta a medios submareales, intermareales (barras y canales mareales) y fluviales a techo.

Las muestras recogidas proporcionan una microfauna de *Alveolina trempina*, *A. oblonga*, *Orbitolita* sp., *Nummulites*, miliólidos, texturalillos, rotálidos, lamelibranquios, equinodermos, briozoarios, coralarios, etc., que definen una edad llerdiense medio-Cuisiense inferior.

2.4.8. Calizas Margosas y Margas (18). llerdiense Medio-Superior.

En el flanco norte del Sinclinal de Tragó de Noguera y sobre la “Caliza de Alveolinas” en facies de “mound cores” y en tránsito gradual, se tiende una unidad de litología muy variada y con rápidos cambios laterales. En su conjunto es una serie de poco espesor, no supera los 35 a 40 m, en la que se observa un primer tramo muy característico con secuencias de somerización de orden decimétrico, constituidas por packstone y/o grainstone bioclásticos, en capas amalgamadas de color pardo a rojizo nodulosas, en paso a areniscas carbonatadas con abundante glauconita y techo ondulado, sobre las que se observan niveles de condensación de fauna (moluscos, lamelibranquios, briozoos, algas, corales, etc.) en un suelo rojo. La característica común a todas estas litologías es la presencia de fosfato, bien como granos individualizados, bien como relleno y sustitución de restos fósiles o granos de glauconita. El porcentaje de P₂O₅ puede alcanzar, en los niveles de condensación, hasta un 15% del sedimento.

Sobre el último nivel de condensación del tramo anterior, se tiene un paquete de 2 m de espesor constituido por lutitas grises, con abundantes restos vegetales, materia orgánica y suelos de vegetación que intercalan niveles milimétricos de hierro, abundante azufre y cristales de yeso.

De forma brusca sobre las lutitas grises con restos vegetales, se instala un tramo conformado por sedimentos blandos en margas y fangolitas amarillentas, que intercalan capas de margocalizas nodulosas y capas decimétricas de areniscas (litarenitas de tipo calcilítico) con glauconita y fauna diversa, de origen tempestítico. Es característico de este tramo la presencia de cuerpos canalizados con base erosiva en areniscas (litarenitas feldespáticas a subarcosas), con estratificación cruzada en surco y superficies de acreción que evolucionan, a techo del canal, a grainstone arenosos de color marrón a crema con abundante microfauna de alveolinas, algas, lamelibranquios, etc.

Las facies descritas y su estructuración permiten determinar que, en esta unidad, se pasa desde ambientes submareales con baja tasa de sedimentación, en los tramos basales, a depósitos supramareales (marismas) y de nuevo de forma brusca a medios mareales con definición de subambientes de barras, canales y llanuras mareales en el tramo de techo.

Las muestras recogidas proporcionan una microfauna de *Alveolina ilerdensis*, *A. canavarii*, *A. trempina*, *Orbitolites* sp., *Opertorbitolites gracilis*, *Nummulites* sp., *Rotalia*, miliólidos, ophthalmidiidos, textularidos, algas, lamelibranquios, equinodermos, moluscos, briozoos, etc., que definen una edad llerdiense medio-superior. La posición estratigráfica de esta serie y las litologías descritas permiten correlacionarla con las unidades diferenciadas en la “Secuencia de Figols”, aflorante al norte (unidades 15, 16 y 17). De esta forma podría considerarse que el tramo glauconítico-fosfático, junto a los depósitos de marisma, representan el ciclo regresivo de sistema deltaico de

la Formación Baronia, en tanto que el tramo superior de esta unidad, que en su base muestra una transgresión brusca sobre depósitos continentales, puede correlacionarse en conjunto con el ciclo transgresivo-regresivo que conforman las Formaciones Pasarela y Ametlla.

2.4.9. Lutitas Rojizas, Areniscas y Calizas. Formación Montañana (19). Ilerdiense Superior-Cuisiense.

Su representación cartográfica se reduce al Sinclinal de Tragó de Noguera, en donde, sobre la unidad anteriormente descrita, se desarrolla una potente sucesión, que conforma un ciclo positivo con abundantes siliciclásticos en los tramos basales y depósitos carbonatados y/o salinos a techo. El conjunto de estos materiales alcanza los 150 m.

Pueden distinguirse dos grandes tramos; el inferior constituido por secuencias positivas de espesor decamétrico con un término inferior en areniscas de grano medio a grueso con grava y superior en lutitas carbonatadas. Composicionalmente las areniscas son de tipo litarenítico con predominio de los fragmentos de roca carbonatada sobre las metamórficas (calcilitas). Los feldespatos disminuyen progresivamente y el cemento es carbonatado. En los cuerpos arenosos de la base es normal la presencia de granos de glauconita y fragmentos de fósiles retrabajados.

La base de estas areniscas es erosiva con lag de cantos blandos y grava. Los cuerpos mayores con espesor de 15 a 4 m y extensión lateral hectométrica, muestran "scours" y "flute cast" en la base y estructura de grandes dunas, laminación de ripples y de bajo ángulo con "parting lineation", superficies de reactivación y lutitas interláminas. Son abundantes las estructuras de deformación hidrolástica y la presencia de bioturbación y "mottling" en las facies finas de techo de estos cuerpos arenosos. En algunos casos, sobre todo hacia techo, se ha observado, en los cuerpos con granulometría decreciente con buenas condiciones de observación, como las estructuras en surco de tipo duna se distribuyen oblicuamente a las superficies de acreción lateral. Los niveles superiores arenosos de esta serie son cuerpos tabulares con espesores métricos, base débilmente erosiva, de aspecto masivo y profundamente bioturbados.

El término superior de esta secuencia está constituido por lutitas carbonatadas, grises a amarillentas que intercalan capas centimétricas de arenisca con laminación de ripples en el tránsito con los cuerpos arenosos, y abundantes capas nodulizadas ferruginosas hacia techo. Progresivamente, este término adquiere mayor espesor al tiempo que intercala calizas mudstone dismicríticas blancas, bioturbadas y nodulosas, en paso lateral a margocalizas rosadas con rizocreaciones y restos vegetales.

Por último, puede diferenciarse un tramo superior en esta unidad constituido por secuencias carbonatocrecientes, donde se alternan lutitas carbonatadas, de asalmonadas a versicolores, con materia orgánica, sulfuros y yeso en fisuras con mudstone y wackestone dismicríticos de color blanco a rojo vinoso en capas decimétricas, culminando la serie en un banco métrico con abundante fauna de gasterópodos.

Las muestras recogidas proporcionan una microfauna de ostrácodos, moluscos, algas (charáceas y clorofíceas), que no permiten una atribución cronológica directa. Por su posición estratigráfica, en el contexto regional, se le asigna una edad Cuisiense-Luteciense.

De las litofacies descritas y su estructuración secuencial puede deducirse que se trata de depósitos fluviales, con aún cierta influencia mareal en su base, que evolucionan a depósitos lacustre y palustres hacia techo, como finalización del ciclo regresivo que se establecía en la unidad.

El conjunto de características estratigráficas descritas, llevan a correlacionar esta unidad con la Formación Montllobar del Grupo Montañana definida por (NIJMAN y NIO, 1975).

2.4.10. Calizas Bioclásticas con Alveolinas y Brechas Calcáreas (20). Eoceno Medio.

En las unidades más meridionales de la Hoja (San Llorenç de Montgai e Ivars de Noguera), las “Calizas de Alveolinas” con fauna del Eoceno medio (CAUS, 1973), se disponen en discordancia sobre series reducidas caracterizadas por una sucesión de materiales del Keuper, calizas del Rethiense y arcillas rojas y calizas del Garumniense. Un poco más al norte (Vilanova de la Sal), ya se encuentran sobre una sucesión reducida del Cretácico Superior en facies marina.

Sólo en el extremo sur de la unidad de Ivars-Roca Roja, se ha observado las “Calizas de Alveolinas” del Eoceno inferior y las del Eoceno medio separadas por discordancia angular. En el ámbito de la Hoja, esta unidad son los depósitos marinos más modernos.

Posiblemente, la serie más representativa de esta unidad, tanto por su espesor como por su variedad litológica, es la de la Granja de Santo Tomás, próxima al Km 10 de la carretera de Balaguer a Ager.

Sobre las wackestone dismicríticos, fétidos y de color gris oscuro, atribuidos al Cretácico Superior-Paleoceno en Facies Garumniense, se tiene en discordancia angular un tramo con espesor de 20 m, constituido por una secuencia “fining upward” con packestone rudíticos en su base en paso a grainstone con estratificación cruzada planar y en surco, con facies y morfología de “sand wave”, donde las alveolinas marcan las laminaciones.

Sobre este primer tramo y en discordancia erosiva, se observa un conglomerado de espesor métrico y cantos de cuarzo, calizas, fragmentos de algas, corales, etc., matriz arenosa y cemento carbonatado. Lateralmente su espesor varía de centimétrico a métrico y en algún caso, es un suelo laterítico con grava de cuarzo dispersa.

Sobre este tramo, se tiene una monótona agradación de secuencias “fining upward”, en las que el término de “sand wave” adquiere un desarrollo espectacular con morfologías positivas de espesores entre 4 a 5 m. Progresivamente, hacia techo de la serie, el término superior secuencial en packestone y wackestone nodulosos rojos, con condensación de fauna, adquiere mayor entidad en detrimento del término dunar.

Las litofacies descritas, indican que estos materiales son depósitos en plataforma de dominio mareal, con sedimentos submareales y de barras, fundamentalmente en el caso que se describe. La potencia total de la serie realizada es de 100 m.

En la esquina SE de la Hoja (unidad de Sant Llorenç de Montgai), esta unidad intercala brechas de cantos carbonatados con matriz calcarenítica y cemento carbonatado.

En los cantos se reconocen facies de “Calizas de Alveolinas” y ocasionalmente, del Cretácico Superior y Garumniense. Estos depósitos de debris flow fueron generados como brechas intraformacionales en ambientes marinos, como se deduce de la presencia en la matriz de alveolínidos más modernos que los de los clastos y sincrónicos con los de los depósitos normales de las capas de techo y muro, así como por la presencia de glauconita autigénica.

No hay una relación espacial directa entre estas brechas y los conglomerados de la Granja de Santo Tomás, aunque puede inducirse que, en ambos casos, estarán relacionados con pulsaciones tectónicas acaecidas durante el depósito de esta unidad, coincidentes con inicio del desplazamiento de las unidades frontales y la migración de la cuenca en sentido Norte-Sur.

Esta unidad, atribuida por HOTTINGER (1960) y CAUS (1973, 1974) a la edad “Biarritziense” por la presencia de *Alveolina elongata* y *A. fusiformis* y *A. aff. boscii*, podría corresponder a un Luteciense Superior o Bartonense basal (zona SB-15 ó 16). La asignación a uno u otro piso es un problema a escala global, por lo que se adopta una edad de Eoceno medio.

En Vilanova de la Sal, estas calizas habían sido atribuidas por POCOVÍ (1978), al Eoceno inferior, pero se asignan aquí al Eoceno medio en base a la asociación de *Alveolina aff. boscii* con rotálidos, valvulínidos y periloculínidos que contienen.

2.4.11. Yesos y Lutitas Grises. Formación Barbastro (21). Eoceno Superior-Oligoceno Inferior.

Los materiales que integran esta unidad fueron descritos como Yesos de Barbastro por CRUSA-FONT et al. (1966), aunque es QUIRANTES (1978), el que los define como formación, posteriormente revisada y redefinida por SAEZ (1987).

Está constituida fundamentalmente por yesos blanquecinos, entre los que se intercalan lutitas grises o pardas, margas, carbonatos y areniscas. Los niveles de yeso presentan litofacies nodulares y textura alabastrina, siendo frecuentes las estructuras enterolíticas. Hay niveles de eflorescencias, poco abundantes, fundamentalmente de epsomita.

Estos materiales afloran en la parte sur occidental de la Hoja, dando lugar a una amplia banda de dirección NO-SE, que surca por completo el sector meridional.

Los niveles yesíferos presentan diversas estructuras, siendo las más frecuentes los yesos megacristalinos y los yesos nodulares alabastrinos. El yeso megacristalino está formado por cristales de yeso cuyo tamaño varía de mm a cm, con morfología irregular, asociados a material lutítico o margoso dispuesto intersticialmente, lo que da al conjunto tonos grises. Esta estructura, dadas las grandes dimensiones de los cristales y abundantes inclusiones de acuerdo con MANDADO (1987), induce a pensar en un crecimiento rápido en condiciones de equilibrio, bajo condiciones de fuerte saturación. En este caso, es fácil interpretarla como el resultado de un proceso de recristalización, que ha sido favorecido por los esfuerzos de origen tectónico y/o halocinético sufridos por estos materiales.

La estructura nodular, también denominada “chicken-wire”, en mosaico, etc., presenta generalmente nódulos constituidos por yeso alabastrino y ha sido interpretada como el resultado de un

proceso de cristalización, en un medio subaéreo, por evaporación del agua de sedimentos blandos, cargados de sulfatos.

En ocasiones se observan cristales con textura en “espiga” y bordes difusos, siendo dominante la textura alabastrina y megacristalina y esporádicamente, textura fibrosa.

Entre las litologías intercaladas con los yesos se pueden diferenciar niveles detríticos y carbonatados.

Los niveles detríticos corresponden a lutitas y litarenitas calcáreas, destacando en ocasiones la presencia de micas negras (biotitas) en estos sedimentos. Los niveles carbonatados están formados por mudstone y dolomicritas bastante homogéneas y sin grandes cambios texturales. Localmente algunas micritas presentan zonas de aspecto grumelar, que pueden atribuirse a procesos de recristalización o a alteraciones de micritas no consolidadas, ya que los elementos están muy mal definidos, con bordes difusos y en tránsito gradual al barro micrítico. Es relativamente frecuente la existencia de bandeados, que pueden atribuirse a:

- Laminación algal, con zonas relictas de velos algáceos y mayor concentración de materia orgánica, que dan a la roca un aspecto de bandedado irregular y con frecuentes ondulaciones:
- Laminación por alternancia de láminas micríticas y de lutitas con clastos de cuarzo. Los niveles micríticos suelen presentar variación en el tamaño de los cristales y cavidades o “vugs” planares, que se atribuyen a procesos diagenéticos tempranos.

Es difícil caracterizar el medio y la evolución en esta unidad, ya que la práctica totalidad de las facies yesíferas que pueden observarse presentan intensa diagénesis, y los efectos tectónicos sufridos han destruido casi toda evidencia de texturas primarias, por lo que muy poco se puede argumentar sobre el medio original.

Únicamente a partir de la asociación de facies finas (lutitas arcillosas y margas) intercaladas en los yesos, es posible realizar algunas consideraciones sobre el ambiente, ya que estas facies, su posición en las secuencias y estructuras sedimentarias, permiten caracterizar zonas marginales de un ambiente lacustre.

La secuencia esquemática: yeso (megacristalino o nodular), lutitas, margas y carbonatos, representada a diferentes escalas, denota la evolución desde facies de lago salino hacia facies marginales, indicando variaciones de la lámina de agua (expansiones y retracciones) que justifican cambios en la concentración. Estas secuencias caracterizan procesos de somerización a pequeña escala, que parecen bastante frecuentes.

En algunas zonas (centro a surorientales) se aprecia un aumento hacia techo de las intercalaciones de facies finas de forma muy clara, mientras que en otras, aunque la tendencia es similar, el proceso se realiza de forma menos marcada, lo que puede atribuirse a que estas facies son ligeramente más marginales.

En algunos sectores, hacia la parte superior, se observa la existencia de pequeñas zonas de exposición subaérea, que han permitido la erosión de esas zonas, aportando material a las llanuras fangosas subacuáticas donde las pequeñas corrientes existentes han podido re TRABAJARLO, dando lugar a los niveles de gypsarenitas y otros niveles detríticos (procedentes de zonas más marginales o de borde del lago).

La presencia de algunos nódulos de sílex en las facies yesíferas se puede interpretar como resultado de un proceso de diagénesis temprana, (MANDADO, op.cit.).

En consecuencia, esta unidad podría interpretarse como el resultado de oscilaciones estacionales en un medio de tipo “playa-lake” de grandes dimensiones, en donde se reconocen zonas más marginales, en términos relativos, ya que las intercalaciones de finos son más potentes y con mayor proporción de detríticos.

En cuanto a la edad de estos materiales, los únicos datos corresponden a los aportados por las carófitas de algunos niveles carbonatados (REILLE , 1967) y por los restos de roedores del yacimiento a techo de esta unidad en Peraltilla, (ÁLVAREZ-SIERRA et al., 1990), donde se ha citado la presencia de la especie *Theridomys major*, que permite atribuir esta unidad al Eoceno Superior-Oligoceno inferior.

2.4.12. Lutitas, Areniscas y Conglomerados Yesíferos (22). Oligoceno Inferior.

En el sector suroccidental de la Hoja los tramos superiores de la unidad anterior, muestran una litología diferenciable cartográficamente en paso lateral y vertical con los Yesos de Barbastro. En general está constituida por un conjunto de lutitas y areniscas con pasadas de yesos, margas y calizas. Las areniscas muestran una proporción variable, aunque siempre presente, de granos de yeso.

Estas facies se observan como capas decimétricas tabulares de grano fino, con laminación de ripples y convoluta. En menor proporción, hay areniscas de grano medio y espesor decimétrico con estratificación cruzada en surco y ripples ascendentes. Son muy escasos los cuerpos canalizados de espesor métrico y extensión lateral decamétrica, con estratificación cruzada en surco. Su relleno muestra granulometría gruesa con cantos redondeados de yeso alabastrino y arena con composición mixta yesarenítica y siliciclástica, con algún relleno de canal en el que predominan los cantos de caliza, tamaño grava fina.

Hacia techo del tramo desaparecen gradualmente las areniscas (yesarenitas y litarenitas), en tanto que el predominio corresponde a lutitas y margas con finas láminas de limo, con estructuras “linsen” y “flasher”, en las que se intercalan capas de yesos laminados y nodulares de yeso grisáceo rojizo a blanco. El tramo superior es una intercalación yesífera con escasas láminas de lutitas rojas intercaladas, similar a los materiales descritos en la unidad Yesos de Barbastro.

El espesor de esta unidad es difícil de calcular dado su contexto sedimentario; desde pocos metros, no cartografiados en Ivars de Noguera, a espesores superiores al centenar de metros en los afloramientos del extremo suroccidental de la Hoja.

Se interpreta como una cuña clástica dentro de la Formación Yesos de Barbastro con facies de llanura arenosa y/o fangosa asociadas a lago salino. Los ciclos de progradación-retrogradación del sistema fluvial, situado al norte, ocasionan el retrabajamiento de los materiales depositados en la llanura arenosa, fangosa y “playa-lake”, incorporando clastos y grano de las evaporitas.

No hay datos paleontológicos de esta unidad, pero por su posición estratigráfica se le atribuye una edad Oligoceno inferior.

2.4.13. Calizas, Dolomías Arcillosas y Margas Blancas (23). Stampiense (Oligoceno Inferior).

Sobre la unidad de Yesos de Barbastro se tiene en el flanco sur del anticlinal Barbastro-Balaguer, un tramo con perfecta continuidad cartográfica, constituido por una alternancia de carbonatos micríticos de blanco grisáceos a negros y margas blancas. De forma esporádica hay capas finas de areniscas con laminaciones de ripples y de yeso nodular. El espesor es prácticamente constante entre 20 y 25 m, con escasos sectores muy localizados donde alcanza los 45 a 50 m (Abelda).

El tramo inferior de la unidad comienza con una fina alternancia de niveles (2-4 cm) de yeso y carbonatos, situados sobre calizas de aspecto brechoide, con clastos de varios centímetros y cemento yesífero, que presenta abundantes cortezas fibrosas tapizando masas de caliza mesocristalina.

Encima se observan facies carbonatadas de aspecto tableado, en las que de forma localizada aparecen pseudomorfos de calcita a partir de yeso lenticular, aunque casi siempre sólo queda el hueco de los cristales originales. Destaca la presencia de algunos niveles con laminación de carácter estromatolítico, a veces con formas dómicas de muy pequeño tamaño y casi siempre mal expuestas.

En general son wackestones y mudstone con nódulos de sílex negro, que intercalan capas de dolomicritas, con laminación paralela en claro-oscuro. En este tramo, las capas y/o láminas inter-bancos disminuyen hacia la parte superior al tiempo que aumenta el espesor de las capas y disminuyen los nódulos de sílex. La presencia de restos vegetales es continua, más abundantes en las mudstone arcillosas con sílex. El espesor total del tramo es de 15 m en la serie de Abelda. Las muestras han proporcionado una microfauna de tallos de carofitas, girogonitos de charáceas, ostrácodos y gasterópodos.

Los siguientes 30 m representan un conjunto de secuencias de orden métrico, con la parte inferior bastante compacta y hacia techo términos margosos con pequeñas intercalaciones de arcilla y niveles milimétricos de dolomicritas y yesos, dando al conjunto un aspecto laminado. Destaca el aumento de espesor de los niveles margosos hacia la parte media y superior del tramo.

Encima se sitúa un conjunto carbonatado con 10 m de espesor en capas de espesor centimétrico, en los que de forma local se identifica laminación, probablemente algal. Son frecuentes los ripples de oscilación y las estructuras de escape de agua.

En detalle este tramo está formado por una alternancia de niveles calizos y margosos, que hacia techo se hacen más detríticos, con intercalación de niveles de areniscas muy finas de tonos ama-

rillentos, laminación cruzada y convoluta de orden centimétrico, que constituyen un nivel característico de gran continuidad lateral.

El muro y techo de este paquete son dos capas decimétricas de mudstone negras fétidas.

Los niveles carbonatados corresponden a micritas y biomicritas con restos algales y a micritas arenosas, con zonas de concentraciones diferenciales de carbonato (rasgos calcimorfos).

Finalmente las capas de techo de esta unidad están representadas por litarenitas (calclititas) con cuarzo, feldespatos y biotita y cemento calcítico o localmente silíceo. Son más escasos los niveles de gypsaneritas.

El límite entre esta unidad y los Yesos de Barbastro fue descrito por GARRIDO-MEGÍAS (1973), como una ruptura sedimentaria (brecha poligénica del río Isuela), sin embargo, en el área de estudio se presenta como un tránsito gradual o con zonas ligeramente karstificadas. Gradualmente la repartición de facies se hace más homogénea en toda la zona y se desarrolla un ambiente lacustre-palustre de reducida profundidad, en el que son frecuentes las fluctuaciones de carácter transgresivo y regresivo, como denota la presencia común de secuencias de somerización y de facies marginales que en última instancia podrían atribuirse a variaciones climáticas de período largo.

La parte final de la unidad presenta secuencias con mayor contenido en detríticos, que reflejan un descenso del nivel de base del lago, con desarrollo en sectores marginales de pequeñas lagunas temporales, en las que pueden alcanzarse concentraciones que den lugar a la precipitación de carbonatos, e incluso niveles evaporíticos.

Las facies de gypsarenitas indican la meteorización y desmantelamiento de algunos niveles evaporíticos. El aumento de detríticos en la parte final de la unidad, denota el paso hacia la unidad suprayacente, que representa un cambio brusco en la sedimentación.

Los niveles de Tamarite y Abelda (comunicación personal SANTOS, J. Informe interno) han dado restos de *Theridomorfos* (Rodentia) y *Blanvillimys geminatus*, que permiten asignar esta unidad al Oligoceno inferior.

2.4.14. Areniscas en Paleocanales y Lutitas (Formación Peraltila) (24). Stampiense-Chattiense Basal.

Esta unidad aflora a lo largo de la banda meridional de los Yesos de Barbastro, aunque son muy escasos los sectores donde existe la posibilidad de realizar series aún a título parcial, dado el recubrimiento de los materiales pliocuaternarios sobre dicha unidad.

Definida por CRUSAFONT et al. (1966) y estudiada por QUIRANTES (1978), MACÍAS et al. (1987), SAEZ (1987), GARCÍA-SENZ y ZAMORANO (1991), está constituida por una alternancia de areniscas, fangolitas y lutitas en las que se intercalan niveles carbonatados, sobre todo en sus tra-

mos basales. Los espesores de esta unidad parecen disminuir de Oeste a Este, aunque esta impresión es estimativa dado los malos afloramientos en el ámbito de la Hoja.

Un rasgo geomorfológico que distingue esta unidad es la presencia de resaltes importantes en la planicie, con alturas decamétricas y extensión lateral a veces hectométrica, y que corresponde a paleocanales con arenisca y grava fuertemente cementados. Su base es cóncava y el techo plano.

Las areniscas se presentan formando cuerpos canalizados o capas arenosas, cuya situación en las secuencias es diferente, ya que los primeros corresponden a la base de las mismas, mientras que las segundas se desarrollan en la parte superior.

Las capas arenosas no canalizadas tienen espesores centimétricos (5-40 cm) y se presentan como capas individuales, amalgamadas o alternando con limos y arcillas. Están formadas por areniscas de grano fino y es frecuente la presencia de laminación cruzada y rasgos de hidromorfismo. Menos abundante es la laminación paralela, estructuras de escape de agua y "burrows" horizontales. Estas capas se interpretan como depósitos de desbordamiento, tanto lateralmente a los canales como a la desembocadura de los mismos, por efecto de la desaceleración de corrientes tractivas al dejar de estar confinadas en los canales.

Los limos y arcillas se presentan con aspecto masivo y ocasionalmente se observa laminación paralela. Son frecuentes los colores de hidromorfismo. Estos depósitos corresponden generalmente a facies de inundación.

Finalmente, las calizas, presentes sólo en el tramo basal, con espesores de 3 cm hasta 2 m, disminuyen su presencia en vertical, hasta que llegan a desaparecer. A la mesoescala se pueden diferenciar dos tipos.

Las facies de canales presentan los niveles basales con tamaño de grano medio de 0,3 a 0,7 mm, mientras que hacia techo disminuye hasta 0,1 y 0,05 mm. Las zonas altas de los canales son litarenitas (calclititas), en las que son frecuentes las concentraciones diferenciales de óxidos de hierro (rasgos hidromorfos) y la existencia de bioturbación. Localmente presentan laminación. Los niveles de arenisca que corresponden a capas de pocos cm de espesor tienen un tamaño de grano medio, inferior a 0,1 mm y también presentan rasgos hidromorfos. En ocasiones se trata de micritas arenosas.

Las características observadas en las facies canalizadas permiten distinguir diferentes tipos de paleocanales, entre los que destacan:

- Complejos. Son los litosomas más característicos de esta unidad con espesores de 2 a 6 m, corresponden a cuerpos complejos, con frecuentes superficies de reactivación interna que indican etapas sucesivas de relleno y erosión. Están rellenos por areniscas de grano grueso y medio con grava dispersa.
- Otros cuerpos con espesor de 1 a 2 m y relleno de areniscas de grano medio y grueso, con incisiones internas múltiples corresponderían a canales menores imbricados.

A veces, existen cuerpos arenosos con cantos blandos en su base de espesor próximo al metro y sin aparente estructura interna. Lateralmente pasan a cuerpos organizados con laminación cruzada y frecuentes incisiones debidas a climbing ripples.

- Calizas homogéneas: suelen presentar límites planos y se trata de mudstone y wackestone con restos de carofitas, ostrácodos y gasterópodos. Muestran porosidad móldica, arena dispersa y concentraciones de O-Fe (rasgos hidromorfos). Dan lugar a niveles de bastante continuidad lateral, que se interpretan como facies lacustres. En ocasiones se aprecia marmorización, que probablemente esté relacionada con retracciones y desecaciones del lago.
- Calizas con estructura prismática: son de menor espesor y continuidad lateral que las anteriores y esporádicamente presentan huellas de raíces, por lo que se interpretan como facies marginales del lago o también, como facies de zonas encharcadas de muy poca profundidad.

La estructuración secuencial en el tramo basal es de tipo “fining”, alternando con secuencias granocrecientes. En las primeras se pasa desde cuerpos canalizados de tipo imbricado a lutitas rojas bioturbadas, en las segundas, la presencia va desde carbonatos a areniscas masivas con cantos blandos. En los tramos superiores, las secuencias y macrosecuencias son granodecrecientes.

Las características de las facies y secuencias menores expuestas, indican una franja de frente distal de los sistemas de canales, en la que se pueden relacionar espacial y temporalmente, los lóbulos distales de los canales (capas de arenisca), los sedimentos lacustres y palustres (facies carbonatadas) y los sedimentos producidos por desbordamiento e inundación de la llanura.

La repetición de estas secuencias en vertical, indica una cierta estabilidad del nivel de base en la zona durante la sedimentación. Otras variaciones se pueden interpretar como resultado de la dinámica fluvial, en relación con el relleno y abandono de canales, desplazamiento lateral de los mismos y del nivel de base local, por acumulación de sedimentos, avulsión, etc.

El conjunto de características observadas, indica que la sedimentación se realizó en una zona continental, en la que los ambientes deposicionales corresponden a abanicos aluviales de origen septentrional, ocupando la zona de estudio una franja del frente distal de los mismos, donde se desarrollarían cuerpos de agua dulce dentro de la llanura de inundación, en cuyo entorno se instalaría vegetación.

Los canales evolucionarían aguas abajo hacia facies más finas, con menor poder erosivo y en consecuencia, hacia canales más amplios y menos profundos, que en ocasiones pueden llegar a taponarse, originando el relleno aguas arriba, en un proceso similar al “backfilling”.

Las características de los canales corresponden a canales rectos y a veces, a canales trenzados “braided”, como es el caso de los canales imbricados descritos, pero no se han reconocido canales de tipo meandriforme, lo cual, puede atribuirse a que no existió control por variaciones graduales (en sentido longitudinal) en el tipo de carga y en la pendiente.

Según todo lo expuesto, esta unidad puede asimilarse a una franja distal de un sistema de abanicos aluviales, en la que la mayoría de los sedimentos corresponden a depósitos de canales que alcanzan sus niveles de base, intercalándose limos, arcillas y calizas lacustres-palustres desarrolladas en la llanura de inundación.

La bibliografía de áreas muy próximas (Balaguer), cita la presencia de *Candona* sp., *Eocytheropteron* sp., *Lineocypris* sp., *Darwinula* aff. *stevensoni* (BRADY y ROBERTSON), *Ilyocypris* BOEHLI TRIEVEL, *Cytherelloidea praesulcata* (LIENENKL), *Nitellopsis* (*Tectochara*) MERIANI (L. y N. GRAMB), *Chara microcera* GRAMB y PAUL, *Rabdochara major* GRAMB y PAUL, *Spahaerochara* sp., *Chara* cf. *subcylindrica* REID y GROVES, gasterópodos lacustres (*Bythinia*) (*Lymnaea*), que resultan poco significativos, aunque especies como *Rabdochara major*, FEIST et al., (1991) le asignan una distribución vertical que comprende el Stampiense medio.

En el yacimiento de Peraltila, se han recogido restos de *Theridomys* mayor, que ÁLVAREZ-SIERRA et al., (1987) y DAAMS et al., (1988), atribuyen al Oligoceno inferior.

En consecuencia, a esta unidad la asignamos edad Stampiense medio-superior, Chatiense basal.

2.4.15. Conglomerados y Brechas Calcáreas, Areniscas y Lutitas (25). Areniscas, Lutitas, Yesos y Calizas (26). Stampiense-Chattiense Basal.

En discordancia angular o paraconcordancia sobre la Formación Yesos de Barbastro en el flanco Norte del anticlinal, o sobre los materiales mesozoico-eocenos de las Sierras Marginales, se tiene una serie cuya mejor representación se encuentra en la sinforma situada al Norte de Ivars de Noguera, o al Sur del embalse de Santa Ana. En esta unidad se han realizado dos series, una al Sur del embalse de Santa Ana en la margen derecha del Noguera-Ribagorçana, y otra aguas arriba de dicho embalse en su margen izquierda en el paraje de la Roca Roja.

En ambos casos, la unidad comienza con conglomerados masivos en coladas métricas a decimétricas con escasa matriz y cemento carbonatado. El espectro de los cantos es fundamentalmente carbonatado, con cantos de "Calizas de Alveolinas" y de las facies carbonatadas del Cretácico Superior-Paleoceno. Su redondeamiento es bueno con una moda en 10 cm y centil entre 25 y 30 cm. Lateralmente, entre las coladas soldadas, se intercalan capas discontinuas de fangos arenosos rojos.

Sobre estos materiales, la serie se estructura en secuencias granodecrecientes con conglomerados como término basal y lutitas rojas bioturbadas como término superior secuencial. Los conglomerados cuya base es erosiva, muestran estratificación cruzada en surco y cicatrices de reactivación interna, dando lugar a canales multiepisódicos más evolucionados en las secuencias superiores.

Característica reseñable de estos materiales detríticos es su composición: independientemente del tamaño de los detríticos, todos los granos son de composición carbonatada y, en general, con litología identificable de las series carbonatadas del Cretácico y Terciario. Son muy escasos los

cantos o granos de calizas silicificadas de color negro, posiblemente del Muschelkalk y aún mas raros, granos de cuarzo y minerales pesados.

En general, esta unidad se muestra como un ciclo granodecreciente en el que progresivamente disminuye el espesor de los cuerpos de conglomerados y areniscas, en tanto que aumentan los tramos de fangos y lutitas rojas.

En la serie realizada en el sector de la Roca Roja, se ha diferenciado una subunidad toda vez que su composición litológica es aclaratoria de la ubicación estratigráfica de estas unidades continentales en el borde Norte de la Cuenca del Ebro.

Encuadrado en el modelo secuencial descrito anteriormente, en el ámbito de la Roca Roja-Creu del Boix, los tramos superiores de la serie son una alternancia de areniscas de grano fino, lutitas asalmonadas y rojas, yesos y carbonatos (26).

Los niveles de yeso aumentan de espesor en sentido Oeste-Este, de tal forma que pasan de capas centimétricas con yeso rojo y calizas nodulizadas, en la proximidad del embalse, a dos paquetes métricos de yeso con laminación paralela en colores gris-blanco y rojizo a la altura de la Creu del Boix. Estas capas de yeso y carbonatos en láminas culminan las secuencias granodecrecientes en paso gradual lateral y vertical de las lutitas o fangos carbonatados bioturbados rojos.

Los depósitos descritos son atribuibles a abanicos aluviales desde las facies apicales a las fluviales "braided", llanura de inundación con zonas de encharcamiento estable donde se depositan los carbonatos y las evaporitas.

En el contexto regional este evento sedimentario terrígeno, dada su posición estratigráfica y sus relaciones espaciales con los Yesos de Barbastro, podría corresponderse en parte con la subida del nivel de agua y el cambio de salinidad que ocurrió en el lago salino de yesos, y que causó el depósito de carbonatos (unidad 23) y con los tramos basales de la Formación Peraltilla, de similar composición litológica y estructuración secuencial.

Por posición estratigráfica y correlaciones regionales, se le atribuye una edad Stampiense-Chatiense basal.

2.4.16. Conglomerados Poligénicos (27). Areniscas, Conglomerados Silíceos y Lutitas (28). Formación Sariñena. Chatiense-Aquitaniense.

En discordancia sobre las unidades precedentes de la columna sedimentaria, se encuentra una serie de constitución esencialmente detrítica y color de amarillento a rojo. En el ámbito de la Hoja tiene su mayor desarrollo en el sector occidental.

En esta serie pueden distinguirse dos subunidades. Una adosada a los relieves de las Sierras Marginales situada en su base y por tanto con carácter local, constituida por brechas y conglomerados (27) de cantos carbonatados con matriz arenoso lutítica rojiza y cemento carbonatado. Muestran una fuerte heterometría y un mal redondeamiento en las coladas basales, aunque evo-

lucionan rápidamente a cuerpos métricos con base planar y cicatrices erosivas con amalgamación de coladas.

Muestran un criterio composicional definido, de tal forma que el espectro de los cantos está directamente relacionado con el sustrato próximo en el que se apoyan. Por tanto, en el ámbito de la Hoja, este espectro es únicamente de cantos carbonatados, esencialmente de las series del Cretácico Superior y Terciario. En algún caso como el de la serie realizada al Sur de Baldellou, en las coladas basales, se incluyen fragmentos de capa o capas de la unidad 26 sobre la que se encuentran. En las proximidades de Nachá, estas brechas presentan una elevada proporción de cantos de ofitas y de calizas del Muschelkalk.

Como puede deducirse de la cartografía de esta unidad, su acuñaamiento lateral y vertical es muy rápido, pasando a las facies litológicas de la unidad 28.

Por la composición, estructuración sedimentaria y morfología de estos litosomas, serían depósitos de abanico aluvial desde zonas apicales a abanico medio. El espesor, en la serie realizada, es de 20 a 25 m como promedio. Esta unidad sería equiparable a los "Conglomerados de Baells" de POCOVÍ (1978).

En continuidad, y paso lateral con las cuñas conglomeráticas de la unidad anteriormente descrita, se tiene una serie constituida por conglomerados poligénicos, areniscas y lutitas de color amarillento a rojizo que constituyen la columna sedimentaria de la Formación Sariñena (28) en el ámbito de la Hoja.

El desarrollo de esta formación con la que finaliza la columna sedimentaria del Terciario en esta Hoja, es muy pobre, comparado con los espesores que alcanza en zonas occidentales próximas.

En el sector de Baldellou, donde se miden del orden de 150 m, muestra una evolución clara en sentido nordeste a suroeste, con pérdida progresiva del espesor y número de los canales de detriticos gruesos.

La serie se estructura en secuencias granodecrecientes de espesor decamétrico con un término inferior, normalmente el de mayor desarrollo, constituido por conglomerados poligénicos bien redondeados, con modas entre 4 a 6 cm y centil entre 15 a 20 cm. Hay que reseñar como dato importante, que su espectro composicional es muy distinto al resto de las unidades conglomeráticas del Terciario descritas a lo largo de la columna sedimentaria.

En general son cantos de cuarzo, cuarcita, lidita, micaesquistos, gneises y granitoides con escasa fracción de rocas carbonatadas, en las que se identifican cantos del Devónico, Mesozoico y/o Terciario marino.

Estos canales, con base erosiva pronunciada, están formados por la asociación de complejos multilaterales y multiepisódicos. Suelen tener una relación anchura-espesor mayor de 15 y muestran numerosas acreciones laterales, cicatrices erosivas internas, laminaciones paralelas y cruzadas, desarrollo de barras, laminación de ripples (climbing y oscilación).

Sobre este término se observa una alternancia de areniscas blancas a amarillentas (sublitarenitas a subarcosas), con laminación paralela y de ripples, con fangolitas carbonatadas rojas en capas nodulizadas y abundantes bioturbación de raíces. A veces este tramo se encuentra decolorado en colores gris a verdosos y contiene a su techo láminas o capas milimétricas de lignito.

Las paleocorrientes muestran direcciones variables de E-O a S-SW, confirmando la progresiva disminución en este sentido del espesor de los cuerpos canalizados.

En el ámbito de la Hoja no es posible establecer la evolución del ciclo sedimentario de la Formación Sariñena. Parece apuntarse que se trata de un ciclo granodecreciente donde los canales evolucionan desde cuerpos decamétricos multiepisódicos a canales "ribbon" en arenas con grava y mayor desarrollo de los sedimentos finos.

Esta formación se interpreta como depósitos fluviales con predominio de canales con acreción lateral, evolucionando a "braided" y desarrollo, en progresivo aumento, de llanuras de inundación con áreas estables inundadas, donde se acumulan restos vegetales y/o depósitos carbonatados.

Estas facies están cabalgadas por el cabalgamiento de la Voltería, y a su vez fosilizan las escamas cabalgantes más meridionales. No se ha podido establecer la correlación sedimentaria entre los cuerpos de conglomerados y brechas monogénicas de la base y los de la serie superior. BARUFFINI et al., (1991) invoca un evento tectónico, junto a cambios climáticos, entre el depósito de los abanicos aluviales del "Conglomerado de Baells" y los de la Formación Sariñena. Este hecho es difícilmente demostrable en un ámbito local como el que nos ocupa, aunque las diferencias composicionales y de modelo de depósito son tan evidentes que podría aceptarse una interpretación de este tipo.

Aunque dentro de la Hoja no se tienen referencias paleontológicas concretas, en áreas próximas de la Hoja de Balaguer se cita la presencia de *Amphitragulus major*, *A. boulangeri*, *A. elegans*, *A. gracilis*, *Cainotherium laticuratum*, *Steneofiber cantorinus*, *Recitteneria manca* y *Preodyromys murincus*. Esta fauna, revisada por AGUSTÍ et al., (1987) y ÁLVAREZ-SIERRA et al., (1990), define una edad Chatiense-Aquitaniense inferior para la Formación Sariñena.

2.5. CUATERNARIO

2.5.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES

Los depósitos cuaternarios son muy frecuentes en la hoja de Os de Balaguer. Las características fisiográficas de la región, con una importante red fluvial que se ordena en torno al río Noguera Ribagorçana, contribuyen al desarrollo de formas fluviales, de ladera y poligénicas.

En el apartado de Geomorfología, de esta misma memoria, se describen con más detalle todas las formas, procesos y origen de los distintos tipos de depósitos, así como el modelado del relieve, por lo que aquí se hace una breve referencia a las características de los distintos tipos de depósitos con entidad cartográfica y representados en la hoja.

2.5.2. Gravas, Cantos, Arcillas y Arenas. Glacis Plio-Cuaternario, Glacis Superior y Glacis Inferior (29, 30 Y 31).

Se incluyen en este apartado un conjunto de depósitos de características y génesis muy similares, aunque distribuidos de forma escalonada en el tiempo.

Por lo general, estos depósitos están representados por una acumulación de materiales detríticos con una gran variedad litológica y textural. Destacan por la heterometría de sus cantos que varían de redondeados a subredondeados, dependiendo de su distancia al área madre. A veces se observan estratificaciones y una cierta ordenación del depósito. La matriz es arenoso-arcillosa y localmente puede estar cementada por la presencia de carbonatos. También pueden aparecer costras calcáreas, pero son muy escasas y las que presentan cierto interés aparecen en los glacis superiores, en el glacis Plio-cuaternario, debido probablemente a las condiciones climáticas necesarias para su formación. La potencia es variable, entre 3 y 20 m, siendo más potentes los más antiguos.

A excepción del glacis Plio-cuaternario que aparece en el paraje de Villamajó, al noreste de la hoja, tanto los glacis superiores como inferiores, aparecen dispersos por toda la hoja, ocupando las vertientes de los principales ríos.

2.5.3. Gravas Poligénicas, Bloques Redondeados y Cantos con Arenas y Arcillas. Terrazas y Fondos de Valle (32, 33, 34 Y 39).

Estos depósitos se localizan a favor de los ríos Noguera Ribagorçana y Farfània, así como de sus afluentes.

Todo el conjunto de depósitos tiene una litología y textura similar pues proceden de igual área madre. Se caracterizan por un predominio de gravas poligénicas, bien redondeadas con matriz arenosa y algo arcillosa. Son dominantes las areniscas y los conglomerados, aunque puntualmente se reconocen clastos de la Zona Axial del Pirineo, así como de materiales calcáneos del Jurásico, Cretácico y Eoceno. El grado de redondeamiento se debe a que muchos de los clastos son retomados de los depósitos conglomeráticos o de los glacis situados en las zonas atravesadas por los cauces. Pueden reconocerse también niveles arenosos y limosos. La potencia media de las terrazas suele ser de 2-3 m y no existen diferencias entre unos niveles y otros. Por lo que se refiere a los fondos de valle, aunque nunca se observa el contacto de su depósito con el sustrato, son algo más potentes que las terrazas, pudiendo llegar a superar los 5 m

2.5.4. Gravas, Cantos, Bloques, Limos y Arenas. Llanura de Inundación (38).

Esta formación sólo aparece en el valle del Noguera Ribagorçana y en el borde sur de la hoja, Aunque su litología es la misma que los fondos de valle, hay que destacar la presencia a techo de un nivel limoso-arenoso de 0.5-1 m de potencia, con cantos y gravas dispersos, de color gris oscuro, que pertenece a las facies de desbordamiento. La edad de estos depósitos es Holoceno.

2.5.5. Gravas, Arenas y Limos con Cantos y Bloques. Conos de Deyección (35).

Son depósitos que se localizan a la salida de barrancos y torrenteras, y que, aunque de reducido tamaño, tienen una potencia considerable debido a que pertenecen a un régimen torrencial de estrechas cuencas y con gran pendiente, que da lugar a potentes acumulaciones. La litología sufre variaciones locales según los materiales que los alimentan, siendo más abundantes los de naturaleza silíceo. Al igual que en las terrazas, los pequeños cortes que de ellos pueden observarse presentan estructuras fluviales como rellenos de canal y estratificaciones. Los clastos también están redondeados y el tamaño de los mismos varía dentro del mismo depósito, disminuyendo en ese mismo sentido. La potencia oscila entre 2 y 8 m y su edad es Holoceno.

2.5.6. Bloques, Cantos, Gravas y Lutitas. Coluviones (37).

La litología de estos depósitos está relacionada con las características de las vertientes sobre las que se desarrollan. Se localizan al pie de las mismas y a veces a cotas intermedias. Por lo que a su composición se refiere, ésta es muy monótona dentro del mismo depósito. Tienen un gran contenido en finos y la estructura interna es bastante caótica debido a su origen gravitatorio. Aún así, en algunos afloramientos pueden reconocerse varias secuencias de aporte. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

2.5.7. Gravas, Cantos, Bloques, Arcillas y Arenas. Aluvial-Coluvial (36).

Estos depósitos son de carácter mixto, es decir, que intervienen en su formación la dinámica de vertientes y la dinámica fluvial. Ocupan zonas deprimidas, de anchos valles, y presentan formas muy irregulares. Son muy frecuentes en toda la superficie de la hoja y rodean las grandes estructuras. Algunos de ellos son los desarrollados en los barrancos del Sil, del Vall, de la Plá, de Cogulló, etc. La morfología de estas formas en corte, es en artesa o en "U". Los depósitos que proceden de las laderas dan formas muy tendidas que se intercalan con los depósitos fluviales que descienden por el centro del valle, haciendo la separación entre unos y otros muy difícil por lo que se consideran conjuntamente. Se les ha asignado una edad Holoceno.

3. TECTÓNICA

Desde el punto de vista tectónico, la Hoja de Os de Balaguer comprende la zona frontal de la cordillera Pirenaica, la unidad de las Sierras Marginales (Fig. 1). Esta zona corresponde al límite meridional de las unidades alóctonas cabalgantes hacia el sur, superponiéndose al antepaís de la Cuenca del Ebro (SÉGURET, 1972; CÁMARA y KLIMOWITZ, 1985). Los materiales integrantes de la Cuenca del Ebro están en parte cabalgados por la lámina de las Sierras Marginales, aunque los más modernos de ellos la recubren discordantemente, viéndose afectados únicamente por cabalgamientos tardíos.

Las Sierras Marginales presentan una compleja estructura de cabalgamientos y pliegues (MISCH, 1934; POCOVÍ, 1978). Las rocas sedimentarias terciarias de la Cuenca del Ebro se ven afectadas también por estructuras de plegamiento: dibujan el denominado anticlinal de Barbastro-

Balaguer, cuyo núcleo está ocupado por evaporitas del Eoceno Superior-Oligoceno inferior (COMA, 1960; MARTÍNEZ PEÑA y POCOVÍ, 1988). La evolución tectónica del área abarcada por la Hoja está en gran parte registrada por discordancias angulares y progresivas en los sedimentos del Eoceno y Oligoceno, existentes tanto en la Cuenca del Ebro como diversas partes de las Sierras Marginales.

La estructura interna de las Sierras Marginales está caracterizada por un conjunto de pequeñas subunidades o escamas cabalgantes integradas por rocas mesozoicas y terciarias. La dirección dominante de los pliegues y cabalgamientos es WNW-ESE, aunque se encuentran estructuras oblicuas y laterales que definen varios arcos. La vergencia es en la mayoría de los casos hacia el sur, aunque existen también estructuras vergentes hacia el norte, de carácter retrocabalgante.

El salto de los cabalgamientos internos de las Sierras Marginales es generalmente del orden de varios centenares de metros o de pocos kilómetros. En conjunto, las diversas subunidades integran una gran lámina cabalgante, que se superpone con un desplazamiento grande al Terciario continental de la Cuenca del Ebro, del cual se considera que se extiende en el subsuelo hacia el norte bajo las Sierras (CÁMARA y KLIMOWITZ,

1985; MARTÍNEZ PEÑA y POCOVÍ, 1988; SENZ y ZAMORANO, 1992). De este modo, como se ha representado en los cortes geológicos que acompañan a la cartografía, los cabalgamientos individuales de las Sierras Marginales convergen en un cabalgamiento basal poco inclinado que se superpone al Terciario continental autóctono. Las subunidades imbricadas presentan pliegues de escala kilométrica y numerosas fallas normales o verticales, de orientación variada. Algunas de las estructuras cabalgantes presentan modificaciones diapíricas por parte de los materiales triásicos, que afloran en gran extensión en algunas áreas (p. e. en los alrededores de la localidad de Les Avellanes).

El nivel de despegue basal del manto de las Sierras Marginales debe hallarse por debajo de las calizas de facies Muschelkalk, las cuales han viajado hacia el sur con el conjunto la lámina cabalgante. No obstante, la mayoría de las escamas internas de las Sierras (p. e. Montroig, Penya Roja, Volterria, Yedra, Vilanova, etc.) presentan únicamente Keuper en la base, sin que entre en ellas el Muschelkalk. Ello implica un segundo nivel despegue por encima de las calizas, dentro de las arcillas y evaporitas de facies Keuper. Consecuentemente, en los isleos triásicos de Camporrells y Les Avellanes, testimonios del nivel estructural más profundo de las Sierras, las calizas de Muschelkalk se encuentran repetidas, definiendo un complejo "duplex" que puede compensar el acortamiento de los niveles superiores por imbricación de mayor escala.

La dimensión de las escamas cabalgantes de las Sierras Marginales disminuye en líneas generales de norte a sur, al tiempo que aumenta su complejidad, hechos asociados a la disminución de la serie mesozoica y del Terciario inferior en esa dirección (COMA, 1960; SOUQUET, 1967; POCOVÍ, 1978). En función de la serie estratigráfica y de los rasgos estructurales, POCOVÍ (1978) diferenció tres zonas o subconjuntos de escamas en las Sierras Marginales: un sector norte, caracterizado por series potentes y estructura sencilla, y unos sectores central y meridional, con estratigrafía cada vez más reducida y numerosos cabalgamientos (el sector meridional separado por contener Eoceno medio en facies marina). En la cartografía de la Hoja se ha revisado el contenido estratigráfico de las escamas y se ha puesto de manifiesto un cambio progresivo entre las se-

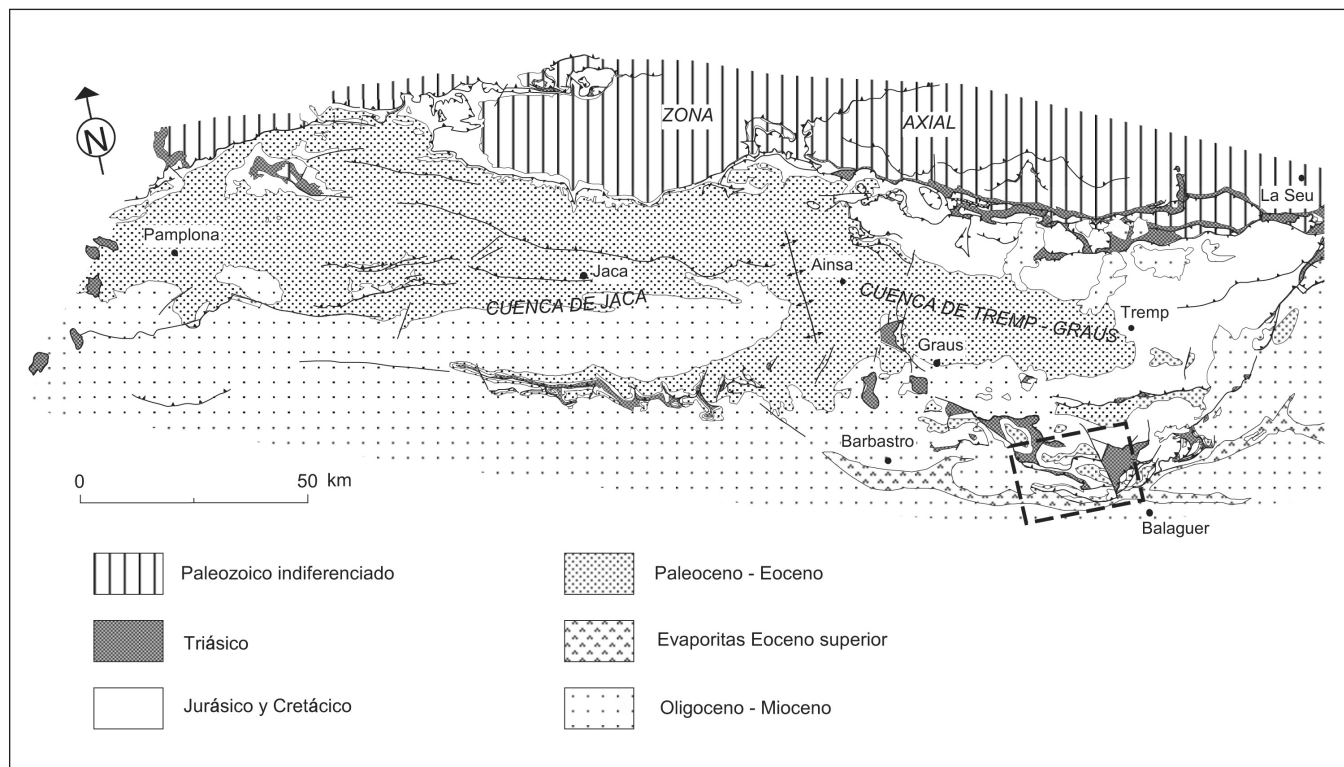


Figura 1. Situación de la Hoja de Os de Balaguer (enmarcada) en un mapa estructural de la vertiente sur del Pirineo central.

ries estratigráficas de tipo central y meridional del autor, que para su descripción se han agrupado en un epígrafe dedicado a las unidades frontales.

Sector septentrional

Como ya se ha apuntado, el sector septentrional de la Hoja muestra una estructura sencilla, la cual consiste en pliegues de escala kilométrica y gran continuidad lateral, despegados en el Trias. Estos pliegues presentan una orientación WNW-ESE, y son relativamente simétricos, con vergencia poco definida, y de estilo paralelo. Su longitud de onda es del orden de 3 km, y de norte a sur corresponden al anticlinal de Millá, el sinclinal de Blancafort, el anticlinal de Canelles, y los sinclinales de Tragó y Os de Balaguer (ver esquema tectónico). Por el este, estos pliegues están interrumpidos por un sistema de fallas normales o subverticales localizado al oeste del domo triásico de Les Avelanes.

El anticlinal de Millá presenta rocas cretácicas en el núcleo, y en su flanco norte se preserva el Eoceno marino de la denominada Cuenca de Ager. Su dirección es WNW-ENE en los Montes Millá (corte I-I'), donde presenta un tenue sinclinal intermedio, y tiende a desaparecer hacia la zona de fracturas de Santa Linya (extremo este del mapa) (ver corte II-II", zona referida como Plana dels Aspres). Al sur del anticlinal de Millá, se halla el sinclinal de Blancafort, cuyo núcleo está ocupado mayoritariamente por materiales de facies Garumniense. Su orientación es paralela a la del anticlinal de Millá, y su vergencia es hacia el sur. En la parte central de la Hoja, los pliegues referidos están cortados por un sistema de fracturas oblicuas, de orientación NNW-SSE, que conllevan la terminación oriental del sinclinal, en el meridiano de Tartareu.

Más al sur, el núcleo del anticlinal de Canelles se observa bien en la "cluse" que ha producido el río Noguera Ribagorçana al sur de la presa de Canelles, produciendo un vasto afloramiento de rocas triásicas. Las rocas arcilloso-evaporíticas de esa edad han experimentado movimientos hasta épocas recientes, como atestiguan su cabalgamiento local sobre unas gravas pertenecientes a una terraza del Noguera Ribagorçana, hecho observable en el camino que conduce a la base de la presa. La geometría de gran escala del anticlinal de Canelles presenta una tendencia encofrada, ligeramente asimétrica y vergente hacia el sur (corte I-I'). Hacia el sur se halla el sinclinal de Tragó, que presenta un fondo amplio flanqueado por buzamientos fuertes. En su núcleo se preservan materiales terrígenos continentales de edad posiblemente oligocena, observables entre las localidades de Tragó de Noguera y Tartareu. Estos materiales, si bien son discordantes sobre los materiales eocenos subyacentes, se ven así mismo afectados por el plegamiento, adquiriendo buzamientos de hasta 60° en el flanco norte del sinclinal. Por el sur, los materiales referidos están retrocabalgados por una nueva unidad sinformal, correspondiente al sinclinal de Os de Balaguer, cuyo núcleo contiene un amplio afloramiento de calizas de Alveolinas del Eoceno inferior.

Por el oeste, una zona de culminación lateral, causante del afloramiento triásico de Estopiñán, segmenta los pliegues de Tragó y Canelles. El sinclinal de Tragó puede seguirse de nuevo más hacia el noroeste, a partir de Camporells. En la culminación de Estopiñán, los materiales triásicos presentan complejos cabalgamientos y pliegues con directrices oblicuas a la del rumbo general de los pliegues regionales, orientadas ENE-WSW o N-S. A ambos lados esta zona hacia el este, los pliegues de Canelles y Tragó-Os de Balaguer presentan una suave inmersión hacia afue-

ra, es decir, hacia el NW y hacia el ESE. Esta última se mantiene hasta las inmediaciones de la localidad de Os de Balaguer.

Por el sur, este sector septentrional de la Hoja se halla limitado por el cabalgamiento del Montroig. La Sierra del Montroig aparece en el extremo E de la Hoja, al NE de Vilanova de la Sal. Por el N se halla cabalgada, junto con una película de materiales detríticos oligocenos, por el Triásico de la mitad septentrional del domo de Les Avellanes, disposición que se pierde hacia el oeste. Por contra, el cabalgamiento basal de la Sierra del Montroig, bien expuesto en la vecina Hoja de Artesa de Segre (POCOVÍ, 1978), se continua hacia el W limitando por el sur el Triásico de Les Avellanes, y después en el flanco meridional del sinclinal de Os de Balaguer, hasta el embalse de Santa Ana (inmediaciones de la localidad de Boix). En gran parte de su trazado superpone materiales triásicos sobre la serie terrígena continental de edad Eoceno-Oligoceno de las Sierras Marginales (unidades estratigráficas 25 y 26 de la cartografía). En el flanco sur del sinclinal de Os, en la zona de cabalgamiento puede encontrarse una escama con rocas jurásicas y cretácicas, correspondientes al flanco inverso pinzado del anticlinal de rampa. En esa zona, el desplazamiento mínimo del cabalgamiento es de unos 3 km (corte I-I').

Al oeste del embalse de Santa Ana, el cabalgamiento del Montroig puede continuarse en la base de la Peña Roja, al oeste de la cual desaparece fosilizado por los materiales terrígenos de la unidad 28 (valle de Baldellou). Más al NW aparece de nuevo en la base del pico de Bolterol y en Nachá, donde se inflexiona y adquiere una orientación próxima a N-S. En esa zona se observa bien que el cabalgamiento en cuestión corta a los materiales terrígenos continentales de la unidad estratigráfica 25 pero está recubierto en discordancia por los de las unidades 27 y 28 (equivalentes respectivamente a las formaciones de Baells y Sariñena; GARCÍA SENZ y ZAMORANO, 1992). Por detrás del cabalgamiento del Montroig se encuentra un nuevo cabalgamiento (cabalgamiento de la Voltería, al N de Baldellou), el cual por contra cabalga a los materiales de las unidades 27 y 28, mostrando así una relación fuera de secuencia. El cabalgamiento de la Voltería es, por consiguiente, una de las estructuras cabalgantes más modernas de la Hoja, y pudo formarse al mismo tiempo que al este del Ribagorçana se producía el retrocabalgamiento del sinclinal de Os de Balaguer.

Las unidades frontales meridionales

Al sur del cabalgamiento del Montroig se encuentra un mosaico de escamas imbricadas desarrolladas en una sucesión mesozoica y terciaria más reducida. La orientación dominante de estas estructuras es WNW-ESE, aunque en la parte oriental de la Hoja, al igual que el cabalgamiento del Montroig, describen un arco convexo hacia el sur, adoptando orientación ENE-WSW y E-W. La vergencia es en la mayoría de los casos hacia el sur (escamas de Yedra-Boix, de la Sierra del Solá y de Vilanova de la Sal), pero también se encuentran estructuras retrocabalgantes hacia el N (Santa Ana-Gastapà). Las dimensiones de las escamas en afloramiento son del orden de 1-5 km², y los desplazamientos relativos son de varios centenares de metros. El nivel de despegue basal se sitúa en el Keuper. Existe una variación estratigráfica entre las diversas unidades cabalgantes. Las más septentrionales presentan una serie parecida a la del sector septentrional de la Hoja, culminando en el Eoceno inferior, aunque en conjunto de espesor más reducido. Por el contrario, las escamas más meridionales presentan una estratigrafía diferente en la que faltan el Cretácico y las calizas del Eoceno inferior, siendo sustituidas por calizas de alveolinas del Eoceno medio (CAUS, 1973; POCOVÍ, 1978). Estas unidades corresponden a las de Pere Pau, Ivars-Roca Roja y

Sant Llorenç de Montgai. Entre esos dos conjuntos, se encuentran algunas escamas con una serie de características intermedias, que si bien presentan Cretácico Superior marino, carecen de Eoceno inferior, culminando en facies con alveolínidos del Eoceno medio (escamas de Vilanova de la Sal).

De oeste a este, la geometría del sistema imbricado es como sigue: la más occidental escama de Yedra, al oeste del Noguera Ribagorçana, presenta un par anticlinal-sinclinal de escala hectométrica bien observable en el paisaje. En la margen derecha del Ribagorçana, el núcleo del anticlinal está fracturado por un cabalgamiento interno de la escama que se continúa al otro lado del valle al sur de la localidad de Boix. En su parte norte, la escama de Yedra soporta el Terciario continental del valle de Baldellou, que llega a fosilizar el cabalgamiento basal de la escama. Hacia el este, la mencionada falla basal está cortada por un retrocabalgamiento, en parte inundado por el embalse de Santa Ana, que se continúa al N de las áreas de Roca Llarga y Gastapà.

Por debajo del cabalgamiento de Yedra se halla la escama de la Sierra del Solá, que presenta una serie monoclin al fuertemente inclinada hacia el NNE. Esta escama se halla segmentada en su parte central por un cabalgamiento en forma de rampa oblicua, fosilizado por conglomerados oligocenos de la unidad estratigráfica 25 de la cartografía. Por el oeste, los materiales calcáreos que conforman la Sierra del Solá se ocultan bajo la sucesión terrígena de la unidad cartográfica 28 (formación de Sariñena). Hacia el este, en una zona de mal afloramiento, se encuentran una serie de fallas transversas que confrontan a la escama de la Sierra del Solá con la estructura sinformal de Monderes, por la cual discurre el Noguera Ribagorçana. Por el SW, la escama de la Sierra del Solá cabalga al Terciario continental del norte de Castillonroy, aunque por el SE aparece entre medio una nueva unidad cabalgante de pequeñas dimensiones (Sant Salvador). Esta presenta una estructura sinclinal con fuerte inmersión hacia el oeste.

El sinforme de Monderes presenta una forma de semicubeta, con calizas ilerdienses en el núcleo, y un marcado adelgazamiento de la serie en el flanco septentrional, cabalgado por la escama de Yedra. Los conglomerados de la unidad 25 recubren discordantemente el sinclinal. Por el sur, esta estructura se halla limitada por un retrocabalgamiento, que la pone en contacto directamente con los Terciarios continentales de la Cuenca del Ebro. Tal retrocabalgamiento parece así mismo transportar y elevar la escama de Sant Salvador. Por el este, la unidad de Monderes aparece de nuevo truncada por un sistema de fallas transversas, probablemente formadas de forma sincrónica a los cabalgamientos ("tear faults").

Al este de las fallas transversas, se encuentran dos nuevas pequeñas unidades cabalgantes, la de Pere Pau, con una serie con Eoceno medio, y, solapándose oblicuamente a ésta, la escama sinforme de Gastapà, caracterizada por una serie de nuevo con Eoceno inferior. Tal escama podría correlacionarse con el sinclinal de la parte meridional de la unidad de Yedra, mencionado anteriormente. Por el norte, aparece limitada por el retrocabalgamiento que la superpone sobre el Terciario continental del área de Boix.

Al sur de las unidades descritas aparecen retazos de las escamas más frontales de las Sierras Marginales, parcialmente enterradas por los materiales continentales de la zona marginal de la Cuenca de Ebro. Estas son las de Castillonroy y de Ivars-Roca Roja. El afloramiento de Castillonroy está integrado por calizas y dolomías del Rhetiense-Lias inferior que cabalgan sobre los yesos de

Barbastro (unidad estratigráfica 21). La superficie de cabalgamiento, donde aflora, puede considerarse como el cabalgamiento frontal surpirenaico. No obstante, la escama de Castillonroy desaparece hacia los lados fosilizada por materiales terrígenos de la unidad continental 25. Por otra parte, la escama de Ivars-Roca Roja presenta una serie característica con Eoceno medio, y unas directrices estructurales oblicuas (NNW-SSW). El cabalgamiento basal que la transporta no aflora nunca, habiendo sido enterrado por los conglomerados calcáreos de la unidad 25. Este hecho aporta una valiosa información cronológica sobre la traslación del manto de las Sierras Marginales a su posición actual.

Más al este, las unidades frontales avanzan hacia posiciones más meridionales (áreas de La Figuera y de la Sierra del Águila), desplazando el frente hasta la vecina Hoja de Balaguer. La geometría de las escamas en este sector es relativamente simple, con pliegues amplios y algún retrocabalgamiento. Desde el punto de vista estratigráfico, las escamas se caracterizan por Eoceno inferior calcáreo, aunque podría haber habido un Eoceno medio discordante por encima, como en el caso de la unidad de Roca Roja, hecho no comprobable debido al nivel de erosión actual. Tras esa zona, el valle del río Farfanya presenta un extenso recubrimiento de formaciones superficiales, con lo que el seguimiento de las estructuras tectónicas es impreciso. Entre el río Farfanya y el valle del Segre afloran una serie de escamas imbricadas, siempre de vergencia S o SE y estructura interna monocinal, que contienen Eoceno medio bien representado (parte meridional del corte II-II'). Por el sur, éstas cabalgan directamente al autóctono de la Cuenca del Ebro (unidad de yesos 21), dando lugar así al afloramiento más continuo del cabalgamiento frontal surpirenaico en la Hoja. La entrada del frente de nuevo en la Hoja se debe a que en el valle del Farfanya las estructuras deben describir otra inflexión.

En esa zona suroriental de la Hoja, puede diferenciarse un sistema de escamas situado al norte (área de Vilanova de la Sal), con Cretácico Superior y Eoceno medio, la directriz estructural de las cuales es NE-SW. Las más meridionales de ellas están fosilizadas por los conglomerados más bajos de la unidad oligocena 25, mientras que las situadas más al N los cortan, indicando una propagación de los cabalgamientos en secuencia de bloque superior. Al sur de estas escamas se encuentra un nuevo conjunto, caracterizado por la serie Trias-Garumniense-Eoceno medio, y por directrices estructurales E-W (Sierras Sant Tomàs y de Sant Llorenç de Montgai), las cuales, como se ha mencionado, se superponen ya al autóctono de la Cuenca del Ebro (corte II-II'). El cabalgamiento basal, como se observa en la margen derecha del valle del Segre, es bastante tendido, buzando algo menos de 30° hacia el norte.

El domo triásico de Les Avellanes

El domo de Les Avellanes (DALLONI, 1930) corresponde a un extenso afloramiento de materiales triásicos de unos 45 Km² de superficie situado en la parte oriental de la Hoja. Se halla caracterizado por calizas en facies Muschelkalk, lutitas y yesos en facies Keuper (aunque, como se ha dicho en el apartado de estratigrafía, no puede descartarse la presencia local de la parte alta del Buntsandstein) y ofitas, el conjunto con estructura compleja.

El domo presenta una forma equidimensional, aproximadamente cuadrada. Los límites de afloramiento de los materiales triásicos corresponden casi siempre a fracturas, a excepción de la ladera oeste de Mont Alegre (Sierra del Montroig) y de las proximidades de Tartareu, donde el

Rhetiense-Lias y el resto de la sucesión mesozoica recubren de manera normal al Keuper. Por el sur, el límite corresponde a la prolongación del cabalgamiento del Montroig, orientado NE-SW. Por el norte, el límite del Trias está causado por las fallas normales del área de Santa Linya y Vilamajó, que lo ponen en contacto con el Jurásico y el Cretácico Superior, y que cortan los pliegues del sector septentrional de la Hoja. Por oeste, el límite se materializa en un cabalgamiento de orientación N-S y vergencia oeste, que superpone al Trias de forma lateral sobre el sinclinal de Os de Balaguer. Este cabalgamiento causa en su bloque inferior el pequeño sinclinal NNW-SSE de Tuveres, situado inmediatamente al sureste de la localidad de Os de Balaguer, y más al norte, en un espectacular afloramiento, coloca el Trias sobre los materiales terrígenos oligocenos del núcleo del Sinclinal de Os de Balaguer. Todavía más al norte acaba cortando al retrocabalgamiento del flanco septentrional del mencionado sinclinal, y al Oligoceno de Tartareu.

La estructura interna del Trias de Les Avellanes está caracterizada por cabalgamientos que causan numerosas repeticiones de la serie. Es frecuente observar el Muschelkalk por encima del Keuper, a veces aislado en las cotas más altas en forma de klippe. Los cabalgamientos aparecen localmente cortados por fallas subverticales de orientación diversa. La orientación de las trazas de los cabalgamientos es también variada, reflejando configuraciones de rampa frontal y oblicua/lateral, y en parte debido también a que los cabalgamientos están plegados. El nivel de despegue basal de estos cabalgamientos debe situarse a base de las calizas del Muschelkalk. Como se ha apuntado anteriormente, no se observa que el Muschelkalk llegue a cabalgar las formaciones liásicas o más modernas. Situaciones análogas se deducen en otros afloramientos triásicos como los de Estopiñán y del sur de La Sisquella.

El domo de les Avellanes no puede considerarse como un diapiro propiamente dicho, ya que como se ha indicado parte de los límites de afloramiento del Triásico y su imbricación interna corresponden a cabalgamientos generados durante la tectónica compresiva pirenaica. No obstante, una cierta migración salina sí debe haber tenido lugar, a la que pueden asociarse las fallas normales de colapso de Santa Linya y del N de Tartareu, y quizás, parte de la morfología cómica. Además, el contacto cabalgante del margen oeste del domo, estructura que no puede continuarse más allá de los afloramientos triásicos, podría así mismo tener una componente diapírica.

El margen de la Cuenca del Ebro y el anticlinal de Barbastro-Balaguer

Como se ha mencionado, en el antepaís de las Sierras Marginales se encuentran materiales continentales del Eoceno Superior-Oligoceno, que presentan una estructura de plegamiento de gran escala (anticlinal de Barbastro-Balaguer). En el núcleo de este anticlinal afloran yesos de la formación de Barbastro (21), intensamente replegados y con despegues internos. La orientación del anticlinal mimetiza la del frente de las Sierras Marginales, con sus arqueamientos e inflexiones. En la parte oriental de la Hoja afloran ambos flancos del anticlinal, y su orientación es WNW-ESE. La anchura del núcleo yesífero es allí de 3-4 km. Hacia la parte central, un saliente de las Sierras Marginales desplaza el anticlinal hacia fuera de la Hoja. Más al este, en la esquina SE de la Hoja, de nuevo aparece el flanco septentrional del anticlinal, mostrando un rumbo W-E, acompañado por varios pliegues menores de escala hectométrica.

En ambos flancos del anticlinal, las formaciones terrígenas que yacen sobre las evaporitas presentan fuerte buzamiento, que disminuye rápidamente a medida que nos alejamos del núcleo.

Esta verticalización afecta así mismo a las escamas más frontales de las Sierras Marginales (p. e. Castillonroy), que se habían emplazado anteriormente. En el valle del Ribagorçana, al N del anticlinal de Barbastro-Balaguer se preserva otro anticlinal de núcleo yesífero, de dimensiones mucho más reducidas, al cual se asocian espectaculares discordancias progresivas en los conglomerados y brechas de la unidad 25, que se preservan en un sinclinal intermedio. Como se deduce de la cartografía, estos materiales groseros ya habían enterrado el frente de las Sierras en las proximidades.

Edad de las deformaciones

La cronología de las estructuras descritas puede analizarse mediante sus relaciones con sedimentos sintectónicos, que si bien son abundantes en la Hoja, presentan dificultades de datación precisa al presentarse en facies continentales pobres en fósiles. Por lo que respecta a las posibles deformaciones más antiguas, MEIGS (1995) opina que el adelgazamiento de capas del Ilerdiense del sinclinal de Monderes responde a una discordancia progresiva, implicando que el plegamiento pudo iniciarse localmente en esa edad. Posteriormente, la interrupción sedimentaria entre el Eoceno inferior calcáreo y el Luteciense Superior (?), con erosión asociada, puede relacionarse con nuevas deformaciones, aunque no ha podido establecerse la naturaleza de las estructuras asociadas, que en todo caso serían muy laxas. Una discordancia angular a escala de afloramiento sólo ha sido observada al SE de la unidad de Roca Roja.

El emplazamiento de la lámina cabalgante de las Sierras Marginales sobre el antepaís ha sido atribuido a diversas edades: SEGURET (1972) lo asignó al Oligoceno en sentido amplio, REYNOLDS (1987) al Oligoceno Superior-Mioceno, mientras que MARTÍNEZ PEÑA (1991) y SENZ y ZAMORANO (1992) lo atribuyen al Eoceno Superior-Oligoceno inferior, en gran parte contemporáneo a la sedimentación de los yesos de Barbastro en el antepaís. Esta atribución es coherente con el hecho de que las rocas terrígenas de la unidad 25, asignadas aquí al Oligoceno inferior-medio, recubren al mismo tiempo los yesos del antepaís y las escamas frontales de la lámina, indicando que éstas ya habían llegado a su posición actual. Esta relación puede observarse de forma clara, por ejemplo, al N de Ivars de Noguera.

Posteriormente a su emplazamiento, la lámina de las Sierras Marginales experimentó todavía una notable imbricación interna, como indican los numerosos cabalgamientos que afectan a los conglomerados, lutitas y yesos de las unidades estratigráficas 25 y 26. Como se ha señalado en el apartado anterior, en función de estos materiales pueden establecerse frecuentemente relaciones cronológicas locales entre diversas estructuras del interior de las Sierras Marginales, aunque su dificultad de correlación con las formaciones de edad más conocida impide precisiones de datación. Por ejemplo, en el sector occidental de las sierras, la escama de Yedra aparece fosilizada por los materiales terrígenos finos de la unidad estratigráfica 26, si bien cabalga a los conglomerados calcáreos de la unidad 25. Tales conglomerados, a su vez, recubren discordantemente las más meridionales escamas de la Sierra del Solá (junto con una imbricación interna menor) y del sinclinal de Monderes, aunque el cabalgamiento basal de la primera parece haberse reactivado en tiempos más recientes, llegando incluso a afectar, con poco salto, a la unidad 28.

Los materiales terrígenos del Oligoceno Superior (unidades 27 y 28, equivalentes de la formación de Sariñena) fosilizan ya los principales cabalgamientos internos de las Sierras (Montroig, Sierra

del Solá, etc.). No obstante, estos materiales están todavía localmente afectados por otros cabalgamientos (p.e. Voltería), registrando nuevas deformaciones fuera de secuencia, de carácter tardío.

Por lo que hace referencia a los pliegues de la Cuenca del Ebro, el crecimiento principal del anticlinal de Barbastro-Balaguer y pliegues asociados se realiza entre el Oligoceno inferior alto y Mioceno basal, ya que se observan discordancias progresivas en la unidad 25 (pequeño anticlinal al N de Ibars de Noguera, en el valle del Ribagorçana) y, al oeste de la Hoja, en la vecina Hoja de Monzón, han sido descritas en la formación de Sariñena (PARDO y VILLENA, 1979; SENZ y ZAMORANO, 1992). Estos pliegues se relacionan con la propagación hacia el antepaís de un despegue no emergente situado por debajo de la formaciones evaporíticas del Eoceno Superior, en el tiempo en que la lámina de las Sierras Marginales experimentaba los estadios finales de su desplazamiento. El movimiento de las evaporitas del núcleo de esas estructuras ha podido proseguir, de forma modesta, hasta tiempos recientes, como atestiguan los basculamientos de hasta 8° que llegan a presentar unas gravas de probable edad pliocena o cuaternaria antigua observables al sur de Castillonroy (unidad 32), y la existencia de pequeñas fallas normales en depósitos similares al norte de Alfarrás y al sur de Ivars de Noguera.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. SITUACIÓN FISIAGRÁFICA

La Hoja de Os de Balaguer a escala 1:50.000 se encuentra situada en la vertiente sur de los Pirineos Centrales, en la zona geográficamente conocida como Prepirineo.

Por lo general esta zona se caracteriza por un relieve muy montañoso y accidentado, sobre todo en el sector centro occidental, en los alrededores del embalse de Canelles, donde se localizan las máximas alturas destacando Pon (1035 m) en la Sierra de Mora y Osos (1016 m) al sur de la Sierra de Blancafort. Hacia el sur y sureste estas cotas disminuyen hasta los 300 m aproximadamente en el valle del Noguera Ribagorçana. Pero incluso en este sector meridional, los desniveles siguen resultando importantes dando lugar a un relieve accidentado.

La distribución de los materiales, unida a la estructura geológica y a la disposición de la red fluvial, dan lugar a una serie de relieves de diferente envergadura, separados por depresiones o valles paralelos a los mismos. La dirección general de estos relieves viene dada por la dirección de las estructuras geológicas y en esta hoja de Os de Balaguer proporcionan una orientación general de NO-SE a O-E. De norte a sur destacan las siguientes sierras: Sierra de Blancafort, Sierra de la Mora, Sierra del Rey, Sierra del Solá, Sierra de Guineu y, finalmente, Sierra del Aguila en el borde mas meridional.

Por lo que se refiere a la red de drenaje, ésta se articula en torno al cauce principal que es Noguera Ribagorçana, en el tercio occidental de la hoja. Este río se encuentra represado en dos grandes embalses: el de Canelles y el de Santa Ana, al sur. El otro río de importancia es el Farfà, en el tercio oriental, aunque de menor envergadura que el primero. Ambos ríos llevan una dirección aproximada N-S y cortan a las estructuras casi ortogonalmente, dando lugar a importantes valles con espectaculares relieves en sus laderas. Por el contrario, la mayoría de sus afluentes discurren

paralelos a las estructuras dando amplios valles o zonas deprimidas entre las mismas. Entre ellos se pueden mencionar los valles del Plá, del Regué, de las Viñas, del Pubill, de Blane, del Salto, etc.

Desde el punto de vista climatológico, este sector pertenece al dominio mediterráneo de tipo templado. Desde un punto de vista demográfico se destaca la escasa densidad de población con algunos núcleos en proceso de abandono. Los principales centros urbanos son Os de Balaguer, Castillonroy, Estopiñan y Avellanes. La mayor parte de la población está ocupada en labores agrícolas y ganaderas que constituyen los principales ingresos de la región. Los cultivos de secano, y en particular el cereal, son los más frecuentes, y en cuanto a la ganadería, la cría de ovejas resulta la actividad ganadera más extendida.

La red de comunicaciones es medianamente limitada, destacando la N-230 que une Lerida con Viella y que por lo general discurre por el valle del Noguera Ribagorçana, aunque en esta hoja se desvía del curso como consecuencia de los embalses. El resto de las carreteras son comarcales, de trazado sinuoso y estrechas, pero unen unas localidades con otras. La presencia de los embalses añade una dificultad a la comunicación de núcleos urbanos de un lado a otro de los mismos. Existen además una serie de caminos de tierra, que ponen en comunicación unos valles con otros, pero la accidentada orografía y las altas cotas, hacen en ocasiones difícil el acceso a la totalidad de la superficie de la Hoja.

4.2. ANTECEDENTES

La bibliografía existente en la zona, en relación a los aspectos geomorfológicos es bastante escasa. Sin embargo, son numerosos los estudios de carácter estratigráfico, tectónico, paleontológico e incluso de geología general, referidos en los apartados anteriores. Tanto del Cuaternario como de la Geomorfología son más escasas las referencias bibliográficas, no existiendo cartografías concretas y especializadas hasta el año 1983 cuando aparece la tesis doctoral de PEÑA MONNE sobre la Cuenca de Tremp y Sierras Prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorçana, donde este autor realiza un exhaustivo y copioso análisis geomorfológico. Incluye gran parte de la Hoja de Os de Balaguer (nº 327) y ha sido el principal punto de partida de este estudio.

Anterior a este trabajo, el estudio geomorfológico más completo hay que atribuirlo a BIROT (1937) que abarca gran parte del Pirineo axial. Este autor aporta multitud de datos de interés, aunque, para una escala como la que nos ocupa, su visión es excesivamente general sin considerar aspectos de detalle.

Otros trabajos a considerar son los de MASACHS (1948) sobre la instalación de la red fluvial o los de PANZER (1926,1933), SOLÉ (1946,1953 y 1964), SOLÉ Y FONT (1929), SOLÉ Y LLOPIS (1944 y 1946), BATALLER et al. (1953) sobre el Cuaternario y especialmente sobre las terrazas fluviales.

La realización de la cartografía a escala 1:50.000 del Proyecto MAGNA, en áreas colindantes, ha aportado en los últimos años datos sobre los depósitos más recientes. También, en los últimos años, se incluye una cartografía geomorfológica a escala 1:50.000, aunque la superficie cubierta con dicha cartografía es todavía escasa, su importancia ya ha sido puesta de manifiesto.

4.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO

En este capítulo se desarrollan dos apartados, uno dedicado a los aspectos morfoestructurales, en el que se describe la configuración actual del relieve debida a la naturaleza y disposición de los materiales que forman el sustrato geológico y otro en el que se destaca la influencia de los procesos exógenos en el modelado de dicho relieve.

4.3.1. Estudio Morfoestructural

La Hoja de Os de Balaguer (nº 327) pertenece a la vertiente meridional de los Pirineos Centrales o Prepireneo Central. Morfoestructuralmente, corresponde a la Unidad Surpirenaica Central definida por SEGURET (1972). Se trata de una unidad desplazada hacia el sur durante la estructuración de la cadena y está constituida por materiales sedimentarios que se estructuran en tres láminas de cabalgamiento imbricadas y orientadas E-O. Más concretamente la zona de estudio se sitúa en la meridional, al sur de la lámina central constituida por el Montsec.

Al realizar su estudio geomorfológico PEÑA MONNE (1983), plantea una división que no tiene que ver exactamente con la clásica del área prepirenaica y divide el sector de la Cuenca de Tremp y las Sierras Prepirenaicas entre el Segre y el Noguera Ribagorçana en tres conjuntos : el Septentrional, el Central y el Meridional. La Hoja de Os de Balaguer se sitúa en este último que se corresponde con las Sierras Marginales e incluso con los relieves terciarios del norte de la Depresión del Ebro. Dentro de las Sierras Marginales, la zona de estudio se sitúa en el área más occidental que da lugar a un amplio sector fuertemente replegado, entre el frente del cabalgamiento del Montsec y la Depresión del Ebro.

Desde el punto de vista morfoestructural, la configuración es relativamente simple, observándose un predominio de estructuras monoclinales bien desarrolladas que permiten reconocer la estructura de plegamiento de la zona. Los materiales que constituyen la hoja son mayoritariamente mesozoicos y terciarios, con predominio del Cretácico terminal y del Terciario inferior.

Las formas estructurales de detalle están muy bien conservadas y su cartografía en la foto aérea es de gran claridad. Se reconocen numerosas formas y muy variadas. La alternancia de materiales de diferente competencia y el acusado grado de incisión son las causas principales de este modelado. Se han representado resaltes estructurales, replanos más o menos desarrollados, escarpes, crestas y superficies. La dirección de las estructuras es mayoritariamente NO-SE, lo que queda claramente reflejado con la representación de estas formas.

El modelado general que resulta de todo este entramado es un relieve en cuestas divergentes, subdivididas en múltiples reversos por la incisión de la red fluvial.

Los mayores escarpes se localizan en los límites del sinclinal de Blancafort, el anticlinal de Canelles y en los bordes de otras estructuras presentes en la hoja. Hay que destacar las Sierras de Guineu, de Os, del Águila y del Rey. En este sentido, se han tenido en cuenta las dimensiones de los escarpes, indicando gráficamente, si el salto de los mismos es inferior o superior a 100 m; lo mismo se ha aplicado a las crestas.

En algunos puntos, como en la Sierra del Solá, el alto buzamiento y el acusado grado de incisión impiden el desarrollo de replanos y cuestas que se limitan a crestas, a estrechas bandas escalonadas paralelas a los cursos fluviales o a simples resaltes de capas duras.

Según se desciende hacia el sur, el relieve disminuye bastante y en las proximidades del Canal de Aragón los escarpes y crestas se reducen mucho de tamaño, dando formas con escarpes inferiores a 50 m.

4.3.2. Estudio del Modelado

Este apartado está dedicado principalmente a la variedad de formas, tanto erosivas como sedimentarias que se producen como consecuencia de la actuación de los procesos externos sobre el sustrato geológico existente.

Por lo que respecta a la Hoja de Os de Balaguer, los procesos fluviales son los que dan lugar a las formas más destacadas, seguidos de los poligénicos y los de ladera. Hay además algunas manifestaciones kársticas, pero de una insignificante representación.

4.3.2.1. Formas Fluviales

En el conjunto de formas fluviales de carácter sedimentario son las terrazas y los fondos de valle las formas más significativas. En cuanto a las primeras destacan las del río Noguera Ribagorçana, aunque debido a su embalsamiento muchas de ellas han quedado sepultadas por el agua en un gran tramo de su recorrido. A pesar de ello, y dada la importancia de este curso de agua, se da noticia de sus características principales.

Dentro de la hoja se han reconocido solamente tres niveles, en el límite sur, a +3-12, +25-30 m y +40-50 m. También aparecen algunos niveles en el valle de Farfà, pero son menos y están escasamente desarrollados. Volviendo al valle del Noguera Ribagorçana, el encajamiento del mismo hace que los depósitos de terraza formen una estrecha franja que en la mayoría de los casos no supera los 2-2,5 Km. Una excepción es la terraza más alta, en la que la acumulación exagerada de gravas hace pensar en la intervención de procesos de disolución y hundimiento de los yesos infrayacentes y en movimiento halocinético.

La datación es complicada al no existir datos paleontológicos en alguno de los niveles. Tampoco los glaciares y conos que se relacionan con las terrazas aportan nada al respecto, por lo que se propone una cronología relativa. Algunos autores han apuntado algunas soluciones basándose en el curso alto de los principales ríos y su relación con las morrenas glaciares. GARCÍA SAINZ (1933), BATALLER et al. (1953), lo han intentado para el Noguera-Pallaresa y para el Noguera Ribagorçana. Ajustando sus datos a lo que sucede en la hoja de Os de Balaguer podría asimilarse la terraza más baja al Pleistoceno Superior en el límite con el Holoceno y la más alta al Pleistoceno Superior, no apareciendo niveles más antiguos.

También existen otros trabajos como los de PANZER (1926), SOLÉ (1942, 1953 a y b), LLOPIS (1947) y MENSUA (1960) sobre los ríos Gallego y Aragón y su relación con las morrenas de Senegué y

Castiello de Jaca y de SOLÉ SABARIS (1963) sobre el Llobregat, llegando todos a conclusiones muy similares respecto a las dataciones. Pero estudios más recientes han revisado estos datos y han demostrado la desconexión cronológica de estos procesos de un punto a otro de la cadena.

Una posibilidad de datación aparece con el hallazgo de útiles prehistóricos relacionables con las terrazas del Segre y que apoyan la cronología de las terrazas de esta zona de estudio, situando los niveles dentro del Pleistoceno Superior, no descartando la posibilidad de que el nivel más bajo llegue al Holoceno.

Por otra parte, debido a la estrecha cuenca del río Noguera Ribagorçana, como ya se ha señalado con anterioridad, las terrazas tienen escasa extensión. Por lo general el dispositivo morfológico es el de terrazas colgadas a excepción de la terraza inferior. También en relación a la morfología sorprende la inclinación del nivel más alto. SOLÉ SABARIS (1953 b) señala que este hecho puede llevar a veces a confusión a la hora de la diferenciación de niveles.

Los depósitos son muy similares a los de los grandes ríos vecinos como el Noguera Pallaresa, puesto que gozan de igual pendiente y circulan por los mismos tramos litológicos. Abundan las areniscas y los conglomerados, aunque también aparecen litologías de otro tipo. La descripción más detallada de los depósitos se realiza más adelante en el capítulo dedicado a las formaciones superficiales.

Por lo que respecta a los fondos de Valle presentan igual litología que la de las terrazas. Destacan los del río Farfà y sus afluentes y los de los afluentes del Noguera Ribagorçana. Este último se caracteriza por una llanura de inundación de 1-1,5 km de anchura en la que se encaja el cauce activo, representado por las barras de cantos, en las que se observan las cicatrices de acreción lateral. Volviendo a los fondos de valle, cabe destacar su morfología en estrechas y sinuosas bandas de depósitos apenas cartografiables. Su escasa anchura se debe al acusado encajamiento y a la estrechez de las cuencas.

Los otros depósitos fluviales a destacar son los conos de deyección que aparecen a la salida de barrancos y torrenteras cuando desaguan en otros valles de orden superior. Aparecen en el valle del Noguera Ribagorçana y en la esquina sureste de la hoja. Aparecen en algunos otros cauces pero de forma muy aislada.

La naturaleza de estos depósitos cambia localmente de acuerdo con la roca madre de la que proceden, pero mayoritariamente son de carácter calcáreo. Su tamaño es reducido y tienen una gran pendiente y una acusada convexidad.

En cuanto a las formas erosivas son variadas y numerosas, destacando una importante red de incisión. En algunos puntos, llega a su máximo desarrollo dando lugar a un apretado conjunto de cárcavas con sus correspondientes cabeceras. Algunos ejemplos se encuentran en el borde suroeste de la hoja a ambos lados del cauce del Noguera Ribagorçana y en la esquina sureste. Los materiales afectados, como es de suponer, son de carácter poco competente.

Por otra parte, esta erosión tan acusada, provoca un rápido retroceso de las laderas, dando lugar a la formación de aristas cuando dos vertientes opuestas se ponen en contacto en la diviso-

ria. Son frecuentes por toda la superficie de la hoja. También hay que considerar los escarpes de origen fluvial debidos al encajamiento y que limitan terrazas y glacis en las zonas más próximas al cauce. La arroyada difusa, de actuación puntual completa el espectro morfológico fluvial de carácter erosivo.

4.3.2.2. *Formas de Ladera*

Esta morfología originada mayoritariamente por la gravedad, está representada en la Hoja de Os de Balaguer por coluviones y desprendimientos.

Los coluviones, en sentido estricto, no son muy abundantes y se localizan en las laderas. Por lo general lo hacen al pie de las mismas como sucede en las proximidades de Rebollosa, en la esquina NO de la hoja. También pueden aparecer a media ladera y así lo hace en la ladera norte de la Sierra del Solá.

Los coluviones se caracterizan por sus formas estrechas y alargadas, paralelas a los cauces y casi siempre en relación con los fondos de valle. En esta Hoja de Os de Balaguer es muy frecuente que esta relación entre unos y otros sea tan grande, en zonas de amplios valles, que se hace muy difícil la separación entre unos y otros. En estos casos se han cartografiado conjuntamente asignándolos al grupo de formas poligénicas con la denominación de aluvial-coluvial. La observación del Mapa Geomorfológico informa de lo habitual de estos depósitos.

Los desprendimientos se localizan al pie de los grandes escarpes destacando los parajes de San Miguel, Sierra de Guineu, Font Roya y otros. La formación de estas acumulaciones está favorecida por las grandes pendientes y por las condiciones climáticas frías que favorecen la fracturación de la roca original. La inestabilidad de los fragmentos resultantes provoca su caída desde las zonas más altas a cotas inferiores de la ladera. El producto resultante es una acumulación de bloques de dimensiones métricas con ausencia total de material fino.

4.3.2.3. *Formas Poligénicas*

Bajo este nombre se agrupan todas aquellas morfologías que requieren de dos o más procesos para su formación. En este caso se trata de piedemontes, glacis y aluviales-coluviales.

De entre ellos, el más antiguo es el glacis Plio-Cuaternario también conocido como Piedemonte fisionógeno. El único afloramiento aparece en el cuadrante noreste de la hoja, al suroeste de San José de Fondepont, en el paraje de Villamajó, pero en otros sectores del prepirineo aparece en retazos muy disectados por la red fluvial y a una altura aproximada de 800-900 m. Estos depósitos por su significado serían equivalentes a los de la Raña y son descritos ampliamente por PEÑA MONNE (1983). Según este autor, que los define para todo el entorno de la Cuenca de Tresp, se trata de un glacis de acumulación modelado sobre diversos materiales y con una base totalmente irregular. Su superficie constituye el nivel cuaternario sobre el que se han encajado y modelado los glacis posteriores. PEÑA MONNE (1983) señala que su clasificación como glacis Plio-Cuaternario corresponde a su situación dominante, pendiente, condiciones y características del depósito. En cuanto a su dirección muestra una tendencia clara y general al sureste. Se sitúa a alturas entre 120 y 250 m sobre los cauces, muy por encima de las altitudes

máximas señaladas para las terrazas del área de estudio, por lo que carece de enlace central con ellas.

El resto de los glacis se ha dividido por su posición, edad y características en dos grupos: glacis superiores y glacis inferiores. Tanto unos como otros muestran ya una clara tendencia a los cursos fluviales secundarios que les han servido de nivel de base local para su elaboración. Los primeros se localizan en el tercio sur de la hoja, sobre todo en el borde sudeste, en los parajes de Masit y al sur de Tozal Gros. Su morfología es frecuentemente alargada, con bordes lobulados y pendiente variable. También, como el glacis Plio-cuaternario, están muy disectados por la red fluvial, dando en casi todos los casos unos bordes netos y escarpados hacia los barrancos y valles.

Los glacis inferiores aparecen encajados en los primeros y también distribuidos por otros puntos de la hoja, sobre todo al pie de las grandes estructuras. Hay que destacar los de Bardellou, los del Barranco de Solá y el Regue, los del Barranco del Vall y los que aparecen en la esquina noreste de la hoja en el Barranco de Ager. Se trata, como ya se ha mencionado anteriormente, de glacis encajados, a veces con características similares a los conos de deyección. La pendiente suele ser inferior a la de los glacis superiores y por su posición respecto al cauce pueden coincidir con las terrazas medias por lo que se les asigna una edad similar. Finalmente se han incluido en este grupo una serie de depósitos mixtos en los que interviene la dinámica de vertientes y la dinámica fluvial. Son los depósitos de aluvial-coluvial. Ocupan zonas deprimidas, de anchos valles y con formas muy irregulares. Son muy frecuentes en toda la superficie de la hoja, rodeando las grandes estructuras, es decir, ocupando las zonas deprimidas que quedan entre unas y otras. Se destacan las de los Barrancos del Sil, del Vall, de la Plá, de Cogulló, etc. La morfología de estas formas es en artesa o en "U" muy abierta. Los depósitos que proceden de la ladera dan formas muy tendidas que se intercalan con los depósitos fluviales que descienden por el fondo del valle y la separación entre unos y otros es muy difícil, por lo que se consideran como un solo conjunto. Estos valles de gran amplitud son muy característicos, no sólo en este sector del Prepirineo sino en grandes extensiones de toda la Cuenca del Ebro.

Volviendo a los niveles de glacis, conviene apuntar que todas estas morfologías escalonadas se deben a la repetición cíclica de los procesos modeladores, siempre que las condiciones climáticas hayan sido favorables para ello. Según la disposición de las mismas, por lo que a los glacis se refiere, pueden ser escalonadas o encajadas, según DRESCH (1957). El proceso de encajamiento lleva consigo, como es lógico, el desmantelamiento de los niveles anteriores con lo que se convierten en glacis de sustitución. PEÑA MONNE (1983) señala que en toda esta región el glacis Plio-Cuaternario puede considerarse como el original, mientras que en los restantes niveles serían glacis de sustitución. Este hecho da lugar en la mayoría de los casos, siempre hablando a nivel regional, a una gran semejanza de los depósitos de unos y otros.

Para terminar, hay que reconocer la presencia de una superficie de erosión. Esta superficie enrasa las cuestas internas de la Sierra de Blancafort a 800-850 m de altura y pone en evidencia cierta relación de continuidad con algunas superficies subestructurales desarrolladas en otros puntos de la hoja, como el borde norte, que dan pie a interpretar que ambas cavidades son el resultado del mismo ciclo evolutivo.

4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

En este apartado se consideran el conjunto de formas de relieve que llevan un depósito asociado, ya sea consolidado o no, pero siempre relacionado con la evolución geomorfológica del paisaje actual. Las formaciones superficiales presentan como característica fundamental su cartografiabilidad a la escala de trabajo y son definidas por su geometría, textura, potencia y dimensiones.

Dentro de las formaciones superficiales de carácter fluvial se describen en primer lugar las terrazas, principalmente las del Noguera-Ribagorçana y las del Farfaña. Su composición y textura son muy similares pues proceden de la misma área madre, aunque el primero tiene un mayor desarrollo que el segundo. Se caracterizan por un predominio de gravas bien redondeadas con matriz arenosa, siendo dominantes las areniscas y los conglomerados, debido a la naturaleza de los materiales que atraviesa. También se reconoce la presencia de cantos de la zona axial del Pirineo central, así como materiales calcáreos del Jurásico, Cretácico y Eoceno e incluso pudingas permotriásicas. El alto grado de redondeamiento se debe a que muchos de los bloques, gravas y cantos, son retomados de los depósitos conglomeráticos o de los glaciares de las zonas que atraviesan. También se reconocen niveles arenosos y limosos. La potencia media de las terrazas suele ser de 2-3 m, a excepción de la terraza más alta que supera los 25-30 m, no existiendo grandes diferencias entre unos niveles y otros que permitan caracterizarlas individualmente. Sí hay que indicar que en las zonas con mayor aporte de carbonatos, algunos cantos presentan un pequeño recubrimiento carbonatado e incluso niveles de encostramiento puntuales.

En cuanto a los fondos de valle y la llanura de inundación del río Noguera-Ribagorçana, la litología es muy similar a la de las terrazas, pero el contenido en finos es algo mayor. La potencia, no siempre visible en su totalidad, se calcula en unos 3-4 m, pero es posible que en muchos casos pueda superar los 5 m. La llanura de inundación se diferencia de los fondos de valle en que suele desarrollar a techo un nivel limoso-arenoso de aproximadamente 0,5-1,00 m de potencia, con cantos dispersos y de color gris oscuro que corresponde a las facies de desbordamiento.

Los conos de deyección pese a su reducido tamaño tienen una potencia importante, dado que pertenecen a un régimen torrencial de estrechas cuencas y con gran pendiente. La litología sufre variaciones locales según los materiales que los alimentan, siendo más abundantes los de naturaleza silíceas. Lo mismo que en las terrazas, los pequeños cortes en los que pueden verse los depósitos y hacer observaciones sobre ellos, se reconocen estructuras fluviales como relleños de fondo de canal, laminaciones cruzadas, etc. También los clastos están bastante redondeados debido a su procedencia. El tamaño de estos elementos varía dentro del mismo depósito disminuyendo de la zona apical a la distal por lo que no puede darse un valor medio. La matriz es arenosa con colores que van del pardo-amarillento al rojo. La potencia oscila entre 2 y 8 m.

Las formaciones superficiales de ladera están representadas por los coluviones. Su litología está ligada a las características del material del cual proceden y en este sentido ofrecen muy poca variación. Sólo la textura y la disposición interna son dispares. Tienen un gran contenido en finos y la estructura interna es bastante caótica debido a su origen gravitatorio. Aún así en algunos afloramientos se pueden reconocer varias secuencias de aporte.

Las formaciones superficiales de carácter poligénico están representadas por el glacis Plio-cuaternario. Los glacis superior (G1) e inferior (G2) y los depósitos aluviales-coluviales.

En general todos los glacis existentes en este sector pueden considerarse como glacis cubiertos o de acumulación siguiendo las clasificaciones de DRESCH (1957), BIROT y DRESCH (1966) y VIERS (1973). Por lo general, esta acumulación de materiales detríticos presenta una gran variedad litológica y textural. En los glacis que tienen pequeñas dimensiones y fuerte pendiente, hay que destacar la heterometría, la escasa ordenación y el poco rodamiento de los cantos. Los depósitos suelen ser anárquicos y con poca estratificación. Por el contrario en los glacis que tienen cierto desarrollo longitudinal y por lo tanto menor pendiente, los clastos llegan a estar muy redondeados y el depósito presenta una buena estratificación y una buena ordenación en el tamaño de los cantos. Se observan además lentejones e incluso niveles de cierta continuidad. Cuando estos glacis se originan a partir de los conglomerados terciarios, la mayoría de los cantos se presentan perfectamente redondeados a causa de su procedencia, adoptando muchas veces características similares a los depósitos de terraza de los ríos próximos.

La matriz es arenoso-arcillosa y localmente está cementada por la presencia de carbonatos. Las costras calcáreas son escasas y las de cierto interés se localizan en los glacis debido, probablemente, a las condiciones climáticas requeridas para su formación.

El espesor del glacis Plio-cuaternario suele estar comprendido entre 8 y 12 m, pudiendo en algún punto, fuera de la hoja, superar los 20 m. En los glacis cuaternarios la potencia no suele sobrepasar los 10 m, siendo más frecuente los 3-5 m. La formación de costras y la rubefacción son más característicos en el glacis Plio-Cuaternario que en el resto de los glacis, en los que dominan los tonos ocre y grisáceos, no apareciendo suelos rojos y siendo escasas las costras.

Por lo que se refiere a los aluviales-coluviales, presentan características mixtas entre los depósitos de fondo de valle y los coluviones. La potencia es bastante variable oscilando desde una fina película hasta 4-5 m. La removilización antrópica sufrida por estos depósitos impide observar muchas veces sus verdaderas características.

4.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

El relieve que se observa actualmente en este sector del Prepirineo es el resultado de una serie de procesos tanto denudativos como deposicionales. El sustrato geológico ejerce una influencia clara y en este sector en concreto todos los procesos, actuando desde el plegamiento alpino, han contribuido, cada uno con sus características, a la evolución geomorfológica regional, para finalizar con los procesos ocurridos durante el Cuaternario y relacionados con los cambios climáticos.

Paralelamente a la formación de la cordillera, se produce el comienzo de la actividad erosiva que dará lugar a un relieve estructural de carácter selectivo con una gran energía. La erosión fue capaz de producir gran cantidad de material que, arrastrado por diferentes procesos, dio lugar a una serie de depósitos de edad Eoceno terminal, Oligoceno y Mioceno. La litología de los depósitos acusa la procedencia del material, haciendo suponer una Zona Axial y surpirenaica, con un ascenso continuado, asociado a la subsidencia de la Depresión del Ebro.

El resultado de la erosión deja una huella en el relieve y es una superficie de erosión, o varias, que aunque no aparecen en toda la cadena, sí lo hacen en sectores próximos y que por su relación con algunos piedemontes, podrían atribuirse al Oligoceno.

El plegamiento fini-oligoceno tiene como consecuencia morfológica la deformación de las superficies de erosión. Esta reactivación provoca una nueva fase erosiva, en la que se inicia el gran proceso de exhumación de los relieves, que se mantiene durante todo el Mioceno, Plioceno y Cuaternario, estando inacabado en la actualidad. Este hecho de la exhumación, da lugar, regionalmente hablando, a tres tipos de relieve diferentes:

1. Relieves en materiales mesozoico-eocenos, caracterizados por cuestras, crestas, "hogbacks", " chevrons", etc. Este tipo de relieve es el que domina en la mayor parte de la superficie de la hoja.
2. Relieves en materiales terciarios-postectónicos caracterizados por superficies y replanos estructurales. Son frecuentes al sur de la hoja de Os de Balaguer, ya en plena Cuenca del Ebro.
3. Plataformas de erosión sobre materiales carbonatados y afectadas por una fuerte karstificación. Aparecen fuera de la hoja, aunque podría considerarse como una pequeña manifestación el arrasamiento sufrido por las cuestras internas de la estructura de Blancafort. La karstificación es favorecida por la importante fracturación y fisuración de los edificios carbonatados compuestos por margas, calizas, calizas margosas y calcarenitas del Cenomaniense-Turonense y Campaniense-Maastrichtiense. La posición de estos aparatos se localiza generalmente en áreas elevadas y en divisorias apartadas de la red secundaria. La karstificación debió iniciarse después del dismantelamiento de la cobertura terciaria que cubría estas superficies erosivas y la fase principal debe ser Mioceno Superior o Plioceno. Ahora bien, la funcionalidad cuaternaria y actual está fuera de toda duda, aprovechando las formas existentes y retocándolas.

A finales del Terciario y comienzos del Cuaternario, tienen lugar una serie de cambios morfogenéticos importantes después de la fase de exhumación del Terciario Superior. El resultado son unos piedemontes formados por la acumulación de material detrítico en el contacto de las Sierras Marginales con la Depresión del Ebro. Estos piedemontes, denominados glacis Plio-Cuaternarios, son el nivel primitivo sobre el que se encaja la red fluvial siguiendo las pautas que fija la climatología cuaternaria. Aunque suelen dar grandes mantos, en la Hoja de Os de Balaguer solo aparece un afloramiento en el cuadrante noreste de la hoja, en el paraje de Villamajó.

En todas las cuencas, este glacis Plio-Cuaternario tendría como nivel de base la red fluvial actual, aunque en la actualidad esté bastante descolgado de ella y su origen estaría en los relieves circundantes, por lo que el retroceso de las cornisas y el proceso de exhumación apenas han evolucionado desde entonces.

Ya en el Cuaternario, remiten los procesos que caracterizan la morfogénesis terciaria y se inicia un predominio del modelado de detalle. La principal responsable de la exhumación es la red de drenaje que en su progresivo encajamiento pone al descubierto depósitos enterrados en épocas

anteriores. Esta red constituye el nivel de base para la evolución geomorfológica regional durante el Cuaternario, ampliando cabeceras, concentrando drenajes y dando lugar a depósitos como terrazas, conos de deyección y glaciares de variadas dimensiones.

La repercusión de los cambios climáticos del Cuaternario queda reflejada en el escalonamiento de los depósitos, glaciares y terrazas, cuyas características ya han sido expuestas en apartados anteriores. Sin embargo el aspecto más destacado a tener en cuenta es la correlación entre los depósitos de vertiente y los fluviales (PEÑA MONNE, 1983) siguiendo determinados ritmos, lo que permite el establecimiento de una cronología al menos relativa de los diferentes depósitos.

Por lo que se refiere a procesos glaciares no ha existido una actividad de forma directa dada la escasa altura de la zona. Pero en las vertientes se puede apreciar una cierta influencia de las fases frías en los procesos de gelificación, sobre todo por encima de los 700 m.

Finalmente hay que añadir que paralelamente al proceso de encajamiento de la red, tienen lugar actividades en las laderas e interfluvios, así como procesos de disolución en los sedimentos carbonatados que poco a poco van perfilando la morfología de la zona.

4.6. MORFOGÉNESIS ACTUAL, SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Los principales procesos activos que se observan en la Hoja de Os de Balaguer son los de carácter fluvial y de vertiente.

Los primeros se ponen de manifiesto principalmente por una importante red de incisión. Esta incisión es favorecida por la acción antrópica, principalmente la deforestación, que aparece como elemento desestabilizador. La deforestación facilita la concentración del drenaje y la ampliación de torrentes y barrancos que poco a poco van consiguiendo aumentar el área de cabecera mediante acarcavamientos. Este proceso está más desarrollado en los materiales menos competentes y se localiza al sur de la hoja, en las vertientes del río Noguera-Ribagorçana. Por otra parte, en la zona más baja del valle se pueden producir inundaciones en épocas de intensas lluvias como así lo demuestran algunas célebres inundaciones en los diez últimos años.

Los otros procesos activos son los de vertiente, aunque han perdido la importancia que tuvieron en otros momentos del Cuaternario, limitándose actualmente a pequeños mecanismos de erosión y transporte. Hay que destacar la gelificación y la gravedad.

La gelificación, favorecida por el clima de montaña, contribuye a la fracturación de las cornisas rocosas, produciendo la separación y el aislamiento de los bloques. Las fuertes rupturas de pendiente dan lugar a un rápido transporte de estos elementos que se hallan en posición inestable, cayendo a posiciones más bajas dentro de la vertiente. De esta forma se originan los desprendimientos y gran parte de los coluviones, aunque a estos últimos se suman materiales finos, producto de la disgregación y alteración química. Hay que señalar, sin embargo, que la evolución de las cornisas por caída de bloques, actualmente está muy paralizada, según afirma PEÑA MONNE (1983) por la inexistencia de procesos evolutivos en los taludes situados a su pie que favorezca la formación de entrantes bajo la cornisa, favoreciendo su inestabilidad y caída.

Dentro de la dinámica de vertientes también hay que mencionar la presencia de procesos de solifluxión pero muy pocas veces son cartografiables.

Para terminar, se señala que aunque la tendencia futura es a un rebajamiento general del relieve por medio de los procesos fluviales y de ladera, no parece que se vayan a producir grandes modificaciones en el relieve, al menos en un futuro inmediato.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica registrada por las rocas aflorantes en la Hoja de Os de Balaguer comienza en el Triásico. Los materiales de esa edad representan medios sedimentarios de tipo submareales a supramareales para los carbonatos de las facies Muschelkalk, y depósitos de “sabkha”, “playa-lake” y llanura lutítica aluvial para los materiales de la facies Keuper.

Durante el Rhetiense-Jurásico inferior se instauraron de nuevo medios de plataforma marina somera con sedimentación carbonática de llanura mareal y “sabkha” en los depósitos del Rhetiense-Hettangiense, evolucionando a una profundización de esta plataforma en el Lías medio y superior con depósitos de plataforma interna. La serie de Tragó de Noguera con sedimentos atribuidos al Dogger y Malm, aún siendo de carácter local y espesor reducido, parece mostrar un carácter regresivo con depósitos primareales a intermareales.

Por encima del Jurásico no existe Cretácico Inferior en la Hoja de Os de Balaguer y áreas vecinas, hecho relacionado con la emersión de esta zona durante la etapa extensional que afectó al dominio pirenaico durante el Cretácico Inferior. La erosión asociada, llegó a hacer desaparecer incluso la totalidad del Jurásico, causando que el Cretácico Superior se disponga localmente sobre las facies Keuper del Triásico. Los materiales del Cretácico Superior comienzan probablemente en el Santoniense (aunque no se descarta que localmente se inicien con anterioridad), y se depositaron en medios de cinturón litoral (abanicos deltaicos, parches recifales y llanuras de marea mixta en su base), pasando por plataforma carbonática con dominio de tormentas y finalizando con potentes depósitos de llanura de marea de baja energía y gran desarrollo de los términos submareales. Los tramos finales del Cretácico Superior muestran depósitos de llanura de marea superior en la “facies Nanking”.

La sedimentación en la cuenca surpirenaica a partir del Cretácico terminal estuvo fuertemente controlada por el desarrollo orogénico de la cordillera, si bien en el área que abarca la Hoja la deformación local no se registra hasta el Eoceno inferior-medio.

Al final del Cretácico Superior tuvo lugar una regresión generalizada, con la implantación de medios continentales (facies Garumniense), con depósitos lacustres y palustres. En el ámbito de la Hoja la transición es muy rápida y en espesores de 0,5 a 1 m se establece la coexistencia de biofaunas marinas (rudistas y miliólidos), lagoon (miliólidos y carofitas) y por fin, lacustres (carofitas y *Microcodium*).

Durante el Paleoceno se depositaron calizas micríticas, areniscas, lutitas rojas, margas o lutitas carbonatadas versicolores, configurando series con gran variabilidad litológica. A grandes rasgos

parecen evidenciarse unos depósitos carbonatados en el tránsito con el Cretácico Superior de medio lagunar a lacustre unos depósitos siliciclásticos y mixtos de medio fluvial, palustre y lacustre y por último, depósitos carbonatados con abundante microfauna en cuyas capas de techo coexisten biofaunas lacustres y marinas (carofitas y miliólidos), ricos en hidrocarburos que indican de nuevo un tránsito lacustre a plataforma marina carbonática en ambientes mareales en la que se desarrollarán los depósitos del Eoceno Inferior.

Ya en el Ilerdiense Inferior se instaló una plataforma extensa con actividad biológica bien desarrollada, representada por abundantes foraminíferos de aguas someras (Alveolínidos) y otras biofaunas.

Los depósitos atribuidos al Ilerdiense Inferior, en los sectores septentrionales, constituyen una macrosecuencia característica del relleno de un lago con cierre poco efectivo pasando desde "shoals" oobioclásticos en su base a carbonatos gradados en facies tempestíticas y acúmulo de carbonatos de tipo "mound cores" y afines hacia techo de la unidad.

En los sectores meridionales la condensación de facies y la complejidad estructural no posibilita tal diferenciación. Aún así, puede observarse de forma sistemática cómo en los sedimentos carbonatados de tipo cinturón litoral (grainstone, oobioclásticos, rudíticos), se intercalan un tramo de carbonatos bioconstruidos.

En suave discordancia erosiva a paraconcordancia y exclusivamente en el sector nororiental de la Hoja, sobre la "Caliza de Alveolinas", se desarrollan series de constitución siliciclástica y mixta con abundante glauconita, datadas como Ilerdiense Medio-Superior y posible Cusiense basal, conocidas como Formaciones Baronia, Pasarella y Ametlla.

El conjunto sedimentario de la Formación Baronia se interpreta como un sistema deltaico de dominio mareal. La Formación Pasarella, constituida por depósitos atribuidos a plataforma externa, configura junto al cese de la actividad deltaica el mayor evento transgresivo del área, y a su vez, un basculamiento generalizado de la plataforma en sentido Oeste-Suroeste.

La Formación Ametlla, de constitución mixta (siliciclástica y carbonatada) es de carácter regresivo respecto a la Formación Pasarella, pasando de nuevo a medio mareales y fluvio-marinos hacia techo de la Formación.

En los sectores centrales de la Hoja sobre las "Calizas de Alveolinas", se desarrolla una sucesión sedimentaria que comienza con facies de carbonatos bioclásticos nodulosos muy ricos en glauconita y fosfato, sobre los que se desarrolla un tramo siliciclástico con bioturbación de raíces y restos vegetales. Sobre estos materiales se tienen depósitos siliciclásticos y carbonatados con fauna marina en las capas basales evolucionando a faices fluvio-marinas y fluviales.

Estas dos megasecuencias transgresivo-regresivas se correlacionan la basal con la Formación Baronia, y la sucesiva con las Formaciones Pasarella y Ametlla en el sentido anteriormente descrito.

En el área del Sinclinal de Tragó de Noguera y sobre la serie descrita, aflora una potente sucesión de carácter siliciclástico en su base a carbonatadas y/o salina a techo, atribuida a depósitos flu-

viales con cierta influencia mareal que evolucionan a lacustres y palustres a techo. Estos sedimentos son la finalización del ciclo regresivo del Eoceno Inferior, en el área de la Hoja.

Como se ha apuntado anteriormente, algunos autores (p.e. MEIGS, 1995) opinan que el adelgazamiento de capas del Ilerdiense del sinclinal de Monderes y quizá también del de Os de Balaguer, responde a discordancias progresivas, implicando que en el área abarcada por la Hoja el plegamiento pudo iniciarse de forma muy localizada durante esa edad. No obstante, las primeras evidencias de deformación con generación de relieve y erosión se sitúan en el Eoceno Medio, edad de la unidad de calizas con Alveolinas y brechas calcáreas discordantes que se halla en las unidades más meridionales de la Hoja. No ha podido precisarse la naturaleza de las estructuras asociadas, que en todo caso serían muy laxas (las discordancias son en su mayoría cartográficas).

Los depósitos de esta unidad se atribuyen a plataformas de dominio mareal, en las que se intercalan depósitos de "debris flow", constituidos por intraclastos de las propias calizas (brechas intraformacionales), posiblemente generadas por pulsaciones tectónicas que provocaban el basculamiento de la plataforma.

A partir del Eoceno Superior comenzó el emplazamiento principal de la lámina cabalgante de las Sierras Marginales sobre el antepaís (Cuenca del Ebro). Mientras que la sedimentación en el referido antepaís continuó en forma de los Yesos de Barbastro y materiales terrígenos asociados, en la lámina de las Sierras Marginales se produjo un hiato hasta la parte baja del Oligoceno Inferior.

En el antepaís la sedimentación continúa con la Formación Yesos de Barbastro, cuyos depósitos se atribuyen a un lago salino en un medio de "playa-lake" de grandes dimensiones. Las variaciones estacionales junto a la migración de los subambientes marginales serían la causa principal de las variaciones litológicas reseñadas para esta formación dentro del ámbito de la Hoja.

En la columna sedimentaria del antepaís sobre la formación salina de los Yesos de Barbastro, se deposita una sucesión de composición predominantemente carbonatada con escasas intercalaciones siliciclásticas y salinas más abundantes hacia techo. El tránsito con la infrayacente, en el área de la Hoja, es gradual. Son depósitos atribuidos a un medio lacustre y palustre evolucionando a fluvio lacustre.

En el antepaís, la columna sedimentaria continúa con los materiales de la Formación Peraltila. Son depósitos esencialmente detríticos atribuidos a abanicos aluviales. Dentro del ámbito de la Hoja, las asociaciones de facies precisan subambientes distales de estos abanicos interconectados con sistemas lacustres, sobre todo en sus tramos basales.

El frente de las Sierras Marginales fue fosilizado en el Oligoceno inferior por facies detríticas gruesas procedentes de los propios relieves. Independientemente de su tamaño todos los granos son de composición carbonatada, estructurándose en un ciclo granodecreciente con conglomerados en la base y lutitas o fangolitas rojas hacia techo. Son depósitos atribuidos a abanicos aluviales desde facies apicales a fluviales de tipo "braided" hacia techo. En el contexto regional estos depósitos podrían corresponderse con el evento que provocó el cambio de salinidad ocurri-

do en la cuenca del antepaís y que generó el depósito de carbonatos sobre los Yesos de Barbastro.

Posteriormente a su fosilización, el conjunto cabalgante de las Sierras Marginales experimentó todavía una notable deformación e imbricación interna, registrada desde el Oligoceno Inferior alto hasta el Mioceno basal. Se produjeron relaciones locales fuera de secuencia entre los cabalgamientos, descritas en los apartados anteriores.

A partir del Oligoceno Superior y hasta el Mioceno Inferior, la deformación se propagó también hacia el antepaís de las Sierras, en el que se formó el anticlinal de Barbastro-Balaguer, despegado a favor de las evaporitas del Eoceno Superior. Este pliegue se formó al tiempo que las Sierras Marginales experimentaban sus estadios finales de deformación.

La Fm. de Sariñena cierra la sedimentación terciaria en la Hoja, cuya edad más moderna es Mioceno inferior. Se encuentra en discordancia sobre las unidades precedentes de la columna sedimentaria, su constitución es esencialmente detrítica, con un espectro composicional dominado por los cantos de cuarzo, ludita y rocas plutónicas. Son depósitos atribuidos a medios fluviales que localmente desarrollan llanuras de inundación estables con acúmulos de materia orgánica.

Estas facies están cabalgadas por el cabalgamiento de la Volterria y a su vez fosilizan las escamas cabalgantes más meridionales.

El final de la deformación compresiva pirenaica tuvo lugar en el Mioceno Inferior, época a partir de la cual continuó de forma intensa la exhumación de la cordillera. El movimiento de las evaporitas del núcleo del anticlinal de Barbastro-Balaguer pudo proseguir, de forma modesta, hasta tiempos más recientes, como atestiguan los basculamientos y fallas que presentan algunos depósitos de grava de probable edad pliocena o cuaternaria antigua. Tras la sedimentación de la formación de Sariñena, incluso el margen septentrional de la Cuenca del Ebro fue sometido a condiciones erosivas, por efecto del levantamiento isostático y la incisión de la red de drenaje, especialmente activada tras la captura de la Cuenca del Ebro hacia el mar mediterráneo en el Mioceno Superior. El encajamiento progresivo de la red fluvial actual y la generación de los depósitos superficiales asociados han ido desde entonces dando lugar al modelado actual del relieve.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. RECURSOS MINERALES

El análisis de los datos aportados por fuentes diversas de información entre las que merecen ser destacadas el “Libro de la Minería de Aragón”, la Revista de Geología Aragonesa (RODENO), el Inventario del Plan de Exploración Sistemática (PES) y el Plan Energético Nacional (PEN), así como los datos aportados por los trabajos de campo, permiten clasificar y agrupar los indicios y yacimientos del área de investigación, a la vez que posibilita una evaluación de su potencial minero.

En síntesis, estos grupos son:

- a) Recursos Energéticos
- b) Minerales Metálicos
- c) Minerales Industriales
- d) Rocas Industriales

a) Recursos Energéticos

En la Hoja de Os de Balaguer, los recursos energéticos conocidos se circunscriben a indicios de lutitas carbonosas y láminas de lignito asociados a los tramos basales del Cenomaniense siliciclástico en el flanco meridional de la Sierra de Os (8), en la unidad intermedia del Garumniense (10) en el sector nororiental, y en los materiales fluviolacustres de la unidad 19 en Tragó de Noguera.

En todos los casos se trata de indicios cuya entidad es mínima y nunca han sido motivo de explotación.

b) Minerales Metálicos

En este capítulo se encuadran, por una parte, los indicios ligados a los afloramientos de ofitas triásicas en el sector de Camporrells-Nachá-Estopiñán, que contienen mineralizaciones de Magnetita, Aerinita, Caolinita y Escolecita.

Sin duda, las mineralizaciones más importantes, aunque en la actualidad inactivas por motivos variados, son las de Manganeseo.

Las de mayor importancia por su historia minera son las minas de La Plana de Estopiñán, donde se citan las Minas Teresa y Pilar con acceso desde el km 52 de la Ctra. Nac. 230. Aunque la ubicación de los pozos se encuentra en la Hoja nº 289 (Benabarre), parte de las labores están en el límite de esta Hoja con la de Os de Balaguer. En la historia minera de estos pozos se reseña que el mineral extraído tenía un contenido del 36% de manganeso. Entre los años 1914 a 1919 en las labores se alcanzó una profundidad de 34 m explotando una bolsa de 4 m de anchura. Después de un largo período de inactividad, ésta se reanudó en el período 1936 a 1939 con un pozo de 55 m y cuatro plantas. En 1955 el Consejo Regulador de minerales especiales de Interés Militar, trató de reanudar los trabajos con la entrada en servicio de un horno en Monzón. En 1960 con la extinción de dicho consejo, la mina fue adscrita a la E.N. ADARO, S.A. que investigó la mina concluyendo en que se encontraba prácticamente agotada.

Los indicios de manganeso de la zona surpirenaica presentan una clara relación con el Trías Superior en facies germánica (Keuper) formado por arcillas, margas, yesos, halitas y con abundantes diques de ofitas. Se localizan en el contacto de estos afloramientos con calizas de edades variables y mediante fracturas. En los indicios descritos en el ámbito de la Hoja, el contacto es normalmente con calizas de edad Coniaciense.

Los minerales de manganeso, criptomelana y psilomelana, y de hierro asociados (limolita y goethita) se presentan, bien como filoncillos de potencia variable (3-5 cm) de aspecto pulverulento y cortantes en la caliza, a la cual sustituye metasomáticamente, bien formando bolsadas muy discontinuas e irregulares como consecuencia de la meteorización ligada a fenómenos kársticos de las calizas (MATA-PERELLÓ, 1979).

En lámina delgada se observa un primer frente con fuerte recrystalización y pérdida de estructuras de la caliza brechoide y posterior deposición de los minerales de manganeso, que llegan a sustituir totalmente a la caliza.

En el contacto entre el Triás diapírico y las calizas de la zona de Estopiñán aparecen otros indicios de manganeso de escasa entidad de las mismas características de los descritos (Pla de Estopiñán y Pilzán).

Tradicionalmente se ha aceptado que las ofitas cortantes en el Triás pueden ser la causa de la mineralización de la zona surpirenaica, por posible removilización hidrotermal posterior a su emplazamiento diapírico en el Oligoceno. MATA-PERELLÓ (1979) atribuye el origen de la mineralización a la meteorización de las calizas, ligadas a fenómenos kársticos ocurridos durante el Terciario, lo que explicaría la disposición en bolsadas y la presencia de minerales de hierro, constituyendo las ofitas la base del karst; en este caso el manganeso formaría parte de las impurezas de las calizas.

La presencia de filoncillos y la fuerte recrystalización que sufren las calizas que llegan a ser sustituidas por minerales de manganeso, nos induce a pensar en un doble proceso, en relación con fenómenos hidrotermales, ligados a zonas de fractura como origen primario de la mineralización y que posteriormente han sufrido una removilización y concentración por procesos kársticos que han dado lugar a las bolsadas que han sido explotadas.

Para CRILAT (1981) la mineralización es singenética con la formación carbonatada sufriendo, a principios del Eoceno, procesos kársticos que han producido concentraciones. En todo caso no descarta la analogía de estos yacimientos con los existentes en los jaspes dinantienses producto de una actividad hidrotermal submarina contemporánea con el volcanismo existente de esa edad.

Los indicios de manganeso de la zona surpirenaica no son escuadrables tal como los reseña la clasificación del Mapa Previsor de Mineralizaciones (IGME, 1972) en el tipo A-1, holotipo Nikopol, ya que se presentan, junto con minerales de hierro ligados con calizas de edad y textura variables, en presencia de fracturas o contactos diapíricos y en las cercanías de un Keuper muy tectonizado con ofitas; por otra parte, la karstificación de las calizas ha sido fundamental en la concentración de la mineralización, situación que no ha sido contemplada en la citada clasificación.

En la clasificación de ROY (1981) corresponden a concentraciones por procesos de formación supergénicos.

Otros indicios de características similares en el ámbito de la Hoja, son la mina de manganeso del Puerto de Portalegre al NE de Castillonroy y cuyo acceso se realiza por el camino que une esta población con Baldellou pasando por dicho puerto.

La mina de manganeso de Nachá se encuentra al NE de esta localidad en un barranco muy próximo, al que se accede directamente desde el camino que procede de Camporrells.

Por último, el indicio de la Peña Roja al que denominan la “mina de hierro”, se encuentra al OSO de Baldellou y con acceso directo desde el pueblo por el camino que conduce a dicha peña.

En ninguno de estos casos se tienen referencias de su historia minera.

c) Minerales Industriales

En este capítulo se incluyen esencialmente las explotaciones de sales, yesos y calcita.

Como se reseñaba en el capítulo 2, la presencia de masas salinas (cloruros) en el tramo basal del Triásico, debe ser importante dado el número de fuentes saladas asociadas a este nivel cartográfico.

De importancia reseñable es la denominada Mina de Sal situada al sur de la cerrada del Embalse de Canyelles, y se accede desde la carretera que conduce a dicho embalse cuando el nivel del Embalse de Santa Ana lo permite. Las salinas donde se explotaba la sal están destruidas y no se tienen datos de producción.

Son numerosas las pequeñas explotaciones de yeso distribuidas a lo largo de todo el afloramiento de la Fm. Yesos de Barbastro (21). En general se trata de pequeñas y medianas explotaciones inactivas o intermitentes entre las que cabe citar la cercana a Andaní, margen derecha del Noguera Ribagorçana, que alimenta un horno cercano.

Entre las explotaciones de calcita para cal, se han localizado cuatro pequeñas explotaciones situadas en los alrededores de Castillonroy, SO de Bal de Llou, Ibars de Noguera y Os de Balaguer. Tanto en el caso del yeso como de la cal, la producción está destinada en su práctica totalidad al consumo local.

d) Rocas Industriales

En el ámbito de la Hoja las explotaciones de arenas y gravas son la de mayor importancia dentro de este capítulo y de ellas las canteras de grava ubicadas en la terraza alta de la margen izquierda del Noguera Ribagorçana (32), son las de mayor entidad. Se trata de gravas polimícticas con abundante matriz arenosa y un buen redondeamiento en los cantos.

A unos 2 km al Este de Ibars de Noguera, en la vertiente meridional de la Roca Roija, se encuentra una cantera que explota las calizas eocenas, dado que su calidad en pulido permite su empleo como ornamental. Se trata de una empresa familiar sin datos de producción inventariados.

Por último, cabe reseñar dos pequeñas explotaciones de arcillas destinadas a la fabricación de material de construcción. La más importante se localiza en las provincias de Alfarras sobre la

Formación Sariñena, próxima al límite meridional del área de estudio y otra en Castillonroy, en la misma formación que suministraba arcilla a una pequeña tejera actualmente inactiva.

6.2. HIDROGEOLOGÍA

6.2.1. ENCUADRE HIDROGEOLÓGICO

Para la redacción del presente apartado ha sido de gran utilidad el informe titulado "Investigación hidrogeológica del sistema acuífero nº 68, en el interfluvio del Esera-Noguera Ribagorçana" (1986). Elaborado por el IGME.

En el citado trabajo se establecen una serie de grandes unidades estructurales y que son:

- Zona Axial. Situada al Norte.
- Sierras Interiores. Situadas al Sur de la zona axial.
- Cuenca de Graus-Tremp. En la zona central.
- Sierras Exteriores. Ocupan el borde más meridional.

La Hoja de Os de Balaguer pertenece, dentro de la clasificación anterior, a las Sierras Exteriores. Forma parte de la zona más meridional del interfluvio, y constituyen un conjunto de escamas imbricadas, vergentes al sur que afectan a los siguientes materiales:

- Trías, de facies germánica, formado por un conjunto con predominio calizo, del Muschelkalk, y por evaporitas y margas del Keuper.
- Cretácico de naturaleza margo-calcárea y calizas masivas con margas.
- Paleoceno-Eoceno, formado por arcillas rojas de facies Garumniense y calizas de alveolinas. Coronando las series se pueden encontrar conglomerados y lutitas y areniscas del Oligoceno y Mioceno.
- En las Sierras Exteriores, formadas por materiales mesozoicos, terciarios y cuaternarios, sobre un substrato mesozoico de materiales impermeables, los acuíferos, no suelen ser de importancia y existe una relación con los ríos, sólo en el caso de los aluviales.

Desde el punto de vista hidrogeológico, el hecho de que los materiales permeables alteren o estén en contacto mecánico con impermeables y la intensa fracturación existente, tiene como consecuencia una compartimentación de los acuíferos resultando que estos están aislados o mal compartimentados entre sí, siendo libres, semiconfinados o confinados. Los acuíferos carbonatados se pueden considerar como kársticos "sensu stricto" e intermedios, del tipo de doble porosidad, pudiendo ocurrir que un mismo acuífero participe simultáneamente de varios tipos, soliendo ser kárstico en las áreas de recarga y de doble porosidad en las inmediaciones de los puntos de descarga.

La alimentación de los acuíferos de las Sierras Exteriores, se produce generalmente por las precipitaciones que caen sobre los mismos, o por escorrentía superficial, en algún caso lateralmente a partir de otros vecinos y, especialmente los cuaternarios, a través de aguas de los ríos, los cuales, a su vez, provendrán en parte del drenaje de otros acuíferos.

La descarga se produce generalmente a través de manantiales o subterráneamente a otros acuíferos, cuaternarios que la transmiten a los ríos. Los ríos, aunque en ocasiones tengan una relación directa con los acuíferos, especialmente con los cuaternarios, serán influentes o efluentes en relación sólo a estos acuíferos según el momento en que se trate, actúan de colectores de las aguas subterráneas sin que lleguen a tener una influencia importante en los mismos.

6.2.2. INVENTARIO Y USOS DEL AGUA

La utilización de las aguas subterráneas en la hoja es principalmente para abastecimiento. Los principales puntos de agua lo constituyen pequeños manantiales y sondeos mecánicos con productividades muy variables.

En la Hoja de Os de Balaguer se ha podido disponer de un total de 17 puntos de agua inventariados; de ellos, 9 son manantiales; hay 1 pozo y un total de 7 sondeos.

La cota topográfica a la que se sitúan los puntos inventariados oscila entre 620 y 780 m.s.n.m. En los sondeos, la profundidad máxima es de 90 m, aunque predomina una profundidad comprendida entre 30 y 50 m. Tanto los manantiales como el caudal aforado en los sondeos es muy reducido, del orden de 1 l/s es un caudal ya considerado como alto, lo cual implica la escasa presencia de acuíferos de importancia en la hoja.

La litología de los materiales aflorantes suele ser calcárea, aunque también hay arcillas y yesos.

Hay constancia de la mala calidad del agua de algunos puntos, en general asociados a materiales del Trías-Keuper.

Se ha podido disponer de la analítica correspondiente a cuatro muestras de agua y entre ellas se aprecian grandes diferencias. Los valores de conductividad oscilan entre 555 y 2.450 m/cn. El resto de las muestras presenta valores más homogéneos y así se tiene que los bicarbonatos están comprendidos entre 213 y 445 mg/l; los sulfatos varían entre 72 y 1.129 mg/l; los nitratos no superan el valor de 50 mg/l y el contenido en calcio oscila entre 86 y 483 mg/l.

6.2.3. CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA

Las Sierras Exteriores constituyen un conjunto de pequeñas escamas imbricadas, vergentes al sur, de la cobertera mesozoica y terciaria y representa el frente donde se amortigua el deslizamiento de las unidades alóctonas. Hidrogeológicamente se corresponde con parte de lo que tradicionalmente se denomina "Subsistema meridional del sistema acuífero nº 68" del ITGE.

Los acuíferos de interés están constituidos principalmente por materiales carbonatados del Cenomanense Superior-Santoniense y del Thanetiense-Ilerdense medio. En el primer caso, son

calizas micríticas, beige, algo arenosas, con margas brechoides en el techo, en el segundo caso vuelven a ser calizas con alveolinas.

El substrato impermeable lo constituye, para el Cretácico Superior, los materiales plásticos del Keuper, mientras que para el Eoceno son las arcillas rojas del Garumniense.

Aparte de estos materiales carbonatados existen otros detríticos que son los que forman los aluviales cuaternarios de poca extensión, tanto en la horizontal como en la vertical.

En las Sierras Exteriores se encuentran numerosos acuíferos constituidos por materiales carbonatados, aislados o al menos en muchos casos mal conectados entre sí, que son libres, semiconfinados o confinados y normalmente drenados por manantiales que surgen en los puntos bajos de las estructuras al amparo de contactos geológicos; existen recubrimientos detríticos, terciarios y cuaternarios, de los que especialmente los últimos pueden ser receptores de flujos procedentes de los acuíferos carbonatados.

La alimentación de estos acuíferos se produce por las precipitaciones que caen sobre los mismos, o de la escorrentía superficial, en algún caso lateralmente a partir de acuíferos vecinos y, especialmente los cuaternarios, a través de aguas de los ríos los cuales a su vez provendrán en parte del drenaje de otros acuíferos.

La descarga se produce a través de manantiales o subterráneamente a otros acuíferos cuaternarios que la transmiten a los ríos.

La circulación de las aguas subterráneas vendrá mediatizada por el hecho de esta compartimentación de los acuíferos y de las particularidades propias de los acuíferos carbonatados, formados por distintas litoestratigrafías y con distintas karstificaciones, que condiciona que cada uno tenga un sistema particular de circulación y drenaje del agua subterránea, por lo que, en conjunto, las Sierras Exteriores pueden considerarse como una yuxtaposición de acuíferos distintos, independientes unos de otros.

7. BIBLIOGRAFÍA

- AGUSTÍ, J.; ANADON, P.; ARBIOL, S.; CABRERA, L.; COLOMBO, F.; y SAEZ, A. (1987).- "Biostratigraphical characteristics of the Oligocene sequences of North-Eastern Spain (Ebro and Campins Basins)". Munchner Geowiss Abh. (A), 10 pp. 35-42.
- ÁLVAREZ-SIERRA, M.A.; DAAMS, R.; LACOMBA, J.I.; LÓPEZ MARTÍNEZ, N. y SACRISTÁN, M.A. (1987).- "Sucesion of micromammal faunas in the Oligocene of Spain". Munch Geow Abh. (A), 10 pp. 43-48.
- ÁLVAREZ-SIERRA, M.A.; DAAMS, R.; LACOMBA, J.I.; LÓPEZ MARTÍNEZ, N.; VAN DER MUELEN, A.J.; SESE, C. y DE VISSER, J. (1990).- "Paleontology and biostratigraphy (micromammals) of the Oligocene-Miocene deposits of the North-Central Ebro Basin (Huesca, Spain)". Scripta Geol. 94, 77 p.
- ARNAL, I.; CALVET, F.; MÁRQUEZ, L.; SOLÉ DE PORTA, N. y TRIFONOVA, E. (1994).- "Estratigrafía y sedimentología de la Formación Isábena (Rhetiense), Pirineos Centrales y Orientales". III Col. Estr. y Sedim. del Pérmico y Triásico de España, Cuenca, pp. 11-12.
- BARUFFINI, L.; ed TEBALDI, E. (1991).- "Stratigrafia fisica della sucsessione aluvionale e lacustre di Caigar (Pirinei Aragonesi, Huesca). I Congreso del Grupo Español del Terciario. VIC. Barcelona.
- BIOT, J. y GIRAUDET, J. P. (1961).- "Estudio preliminar del corte del río Farfana" Notas y Com. I.G.M.E., 63, pp. 103-105.
- BULARD, P.-F. y DELANCE, J.-H. (1968).- "Brachiopodes et stratigraphie du Lias, près d'Os de Balaguer (Lérida, Espagne)". Bull. Soc. géol. France, (7) X, pp. 39-42.
- CALVET, F. y ANGLADA, E. (1987).- "El Triásico del Pirineo: análisis estratigráfico, cronostratigráfico y sedimentológico". Informe I.G.M.E., Madrid, 96 p.
- CALVET, F.; SOLÉ DE PORTA, N. y SALVANY, J. M. (1993).- "Cronostratigrafía (Palinología) del Triásico sudpirenaico y del Pirineo Vasco-cantábrico". Acta Geol. Hispánica, 28, pp. 33-48.
- CALVET, F.; MÁRQUEZ, L. y TRIFONOVA, E. (1994).- "Litostratigrafía y biostratigrafía (foraminíferos) de la facies Muschelkalk del Triásico Sudpirenaico y del Pirineo Vasco (España)". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.), 89, pp. 167-188.
- CÁMARA, P. y KLIMOWITZ, J. (1985).- "Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp)". Est. Geol., 41, pp. 391-404.
- CAUS, E. (1973).- "Biostratigrafía y Micropaleontología del Eoceno medio y superior del Prepirineo catalán". Tesis Doct., Univ. de Barcelona, 186 p.

- CAUS, E. (1974).- "Biostratigrafía y Micropaleontología del Eoceno medio y superior del Prepirineo catalán". Rev. Esp. de Micropal., 7, pp. 297-316.
- COMA, J. (1960).- "Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (1ª ser.), Hoja nº 327: Os de Balaguer". I.G.M.E., Madrid.
- CRUSAFONT, M., RIBA, O. y VILLENA, J., (1966).- "Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Sta. Cilia (río Formiga; Provincia de Huesca) y sus consecuencias geológicas". Notas y Com. I.G.M.E., 83, pp. 7-13.
- DAAMS, R. y LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1988).- "Biostratigraphy (micromammals) of the continental Oligocene-Miocene deposits of the North-Central Ebro Basin (Huesca, Spain)". Reun. Extraord. Ecors Pirineos Abstracts.
- DALLONI, M. (1910).- "Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon". Ann. Fac. Sc. Marseille, 19, 444 p.
- DALLONI, M. (1930).- "Etude géologique des Pyrénées catalanes". Ann. Fac. Sc. Marseille, 25, 373 p.
- FAURE, ph. (1984).- "Le Lias de la partie centro-orientale des Pyrénées espagnoles (Provinces de Huesca, Lerida et Barcelona)". Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 121, pp. 23-37.
- FERRER, J.; LE CALVEZ, Y.; LUTERBACHER, H. P. y PREMOLI, I. (1973).- "Contribution a l'étude des foraminifères ilerdiens de la région de Tremp (Catalogne)". Mem. Mus. Nat. Hist., 29, pp. 1-80.
- GARRIDO-MEGÍAS, A. (1973).- "Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (Provincias de Huesca y Lérida)". Tesis Doct., Univ. de Granada, 395 p.
- GARRIDO-MEGÍAS, A. y RÍOS, L.M. (1972).- "Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente surpirenaica, provincias de Huesca y Lérida)". Bol. Geol. y Minero, 83, pp. 1-47.
- HOTTINGER, L. (1960).- "Recherches sur les Alveolines du Paléocène et de l'Eocène". Mém. Suisses de Paléontologie, 75-76, 243 p.
- JAMES, N.P. (1980a).- "Facies models 9. Introduccion to carbonate facies models in R.G. Walker (Editor). Facies models 1", pp. 105-107.
- JAMES, N.P. (1980b).- "Facies models 10. Shallowing upward sequences in carbonates in R.G. Walker (Editor). Facies models 1", pp. 109-119.

- LUTERBACHER, H. P. (1969).- "Remarques sur la position stratigraphique de la formation d'Ager (Pyrénées méridionales)". Colloque sur l'Eocène, Mem. B.R.G.M., 69, pp. 255-232.
- LLOMPART, C. (1977).- "Paleoecología de la fauna de moluscos en un sector de la Vall d'Ager (provincia de Lleida)". Publ. Geol. Univ. Autònoma de Barcelona, 7, 247 p.
- MACIAS, J.; DÍAZ MOLINA, M.; ESTRADA, R. y RAMPONES, G. (1987).- "Facies de abanico fluvial en los afloramientos orientales de la Formación Peraltilla". Act. Geol. Hisp. Tomo 21-22, pp. 19-26.
- MANDADO, J.M.A. (1987).- "Litofacies yesíferas del sector aragonés de la cuenca terciaria del Ebro. Petrogénesis y Geoquímica". Tesis Doct. Univ. Zaragoza (Inédita).
- MARTÍNEZ PEÑA, M. B. y POCOVÍ, A. (1988).- "El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer". Acta Geol. Hispánica, 23, pp. 81-94.
- MÁRQUEZ, L.; TRIFONOVA, E. y CALVET, F. (1990).- "An Involutinidae (Foraminifera) assemblage of Upper Ladinian (Muschelkalk facies) of the southern Pyrenees (Spain)". Studies in Benthic Foraminifera, Benthos '90, Tokay Univ. Press, pp. 355-359.
- MELÉNDEZ, G. y POCOVÍ, A. (1987).- "Estudio del Jurásico de la cadena Pirenaica en el sector central de la vertiente española" Informe de Acción Complementaria, Proyecto Síntesis Geológica del Pirineo, I.G.M.E., Madrid, 116 p.
- MEIGS, A. (1995).- "Thrust faults, thrust sheets, and thrust-belts: new insights from the Spanish Pyrenees". PhD Dissert., University of Southern California, 275 p.
- MEY, P.H.V.; NAGTEGAAL, P.J.C.; ROBERTI, K.J.; HARTEVELT, J.J.A. (1968).- Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrénées, Spain". Leidse Geologische Mededelingen, 41, pp. 221-228.
- MISCH, P. (1934). "Der Bau der Mittleren Sudpyrenaen" (Traducido en Publ. Extranjeras Geol. España, C.S.I.C., 4, 3-180, Madrid).
- MUTTI, E., ROSELL, J., ALLEN, G. P., FONNESU, F. y SGAVETTI, M. (1985).- "The Eocene Baronia tide dominated delta-shelf system in the Ager basin". In: M. D. Milà, M.D. and J. Rosell, J. (eds.), Excursion Guidebook, 6th European Regional Meeting, IAS, Lleida, pp. 579-600.
- NIJMAN, W. y NIO, S. D. (1975).- "The Eocene Montañana delta (Trempe-Graus basin, provinces of Lerida and Huesca, southern Pyrenees, Spain)". In: Sedimentary Evolution of the Paleogene South-Pyrenean Basin. In: J. Rosell y C. Puigdefàbregas (eds.), IX Int. Cong. int. Ass. Sediment., Nice, part B, pp. 1-20.

- POCOVÍ, A. (1978).- "Estudio geológico de las Sierras Marginales Catalanas (Prepirineo de Lérida)" Tesis Doct., Univ. de Barcelona, 218 + 97 p. (resumen en Acta Geol. Hispánica. 13, pp. 73-79).
- PONS, J. M. (1977).- "Estudio estratigráfico y paleontológico de los yacimientos de rudístidos del Cretácico Superior del Prepirineo de la provincia de Lérida". Tesis Doct., Univ. Autònoma de Barcelona, 105 p.
- QUIRANTES, J. (1978).- "Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros". Inst. "Fernando el Católico", C.S.I.C., Zaragoza, 27, 207 p.
- REYNOLDS, A. D. 1987. "Tectonically controlled fluvial sedimentation in the south Pyrenean foreland basin" Ph. D. Thesis, Univ. of Liverpool, 309 p.
- SAULA, E. (1986). "Estratigrafia física i facies del Paleogé entre Os de Balaguer i Tragó de Noguera". Tesi de Llicenciatura, Univ. Autònoma de Barcelona, 119 p.
- SCHLUMBERGER, Ch. (1899).- "Note sur quelques foraminifères nouveaux o peu connus du Crétacé d'Espagne". Bull. Soc. géol. France, (3), 27, pp. 456-465.
- SAEZ, A. (1987).- "Estratigrafía y Sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-Oligoceno del NE de la Cuenca del Ebro". Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 353 p.
- SEGURET, M. (1972).- "Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité". Thèse Doct., Publ. USTELA. Série Géol. struct. 2, Montpellier, 155 p.
- SELZER, G. (1934).- "Geologie der Südpyrenerischen Sierren in Ober- Aragonien". N. Jhrb. Geol. Pal. Min. 88, Abt. b. 370-406.
- SENZ, J. G. y ZAMORANO, M. (1992).- "Evolución tectónica y sedimentaria durante el Priabonense Superior-Mioceno inferior, en el frente de cabalgamiento de las Sierras Marginales occidentales". Acta Geol. Hispánica, 27, pp. 195-209.
- SOUQUET, P. (1967).- "Le Crétacé supérieur sudpyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre". Thèse d'Etat, Univ. de Toulouse, 529 p.
- TEIXELL, A. y GARCÍA SENZ, J. (en prensa).- "Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2ª ser., Hoja nº 288: Fonz". I.T.G.E., Madrid.
- VIDAL (1898).- "Compte-rendu des excursions dans la province de Lérida du 11 au 15 d'octobre. Bull Soc. géol. France, (3), XXVI, pp. 884-900.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGÍA