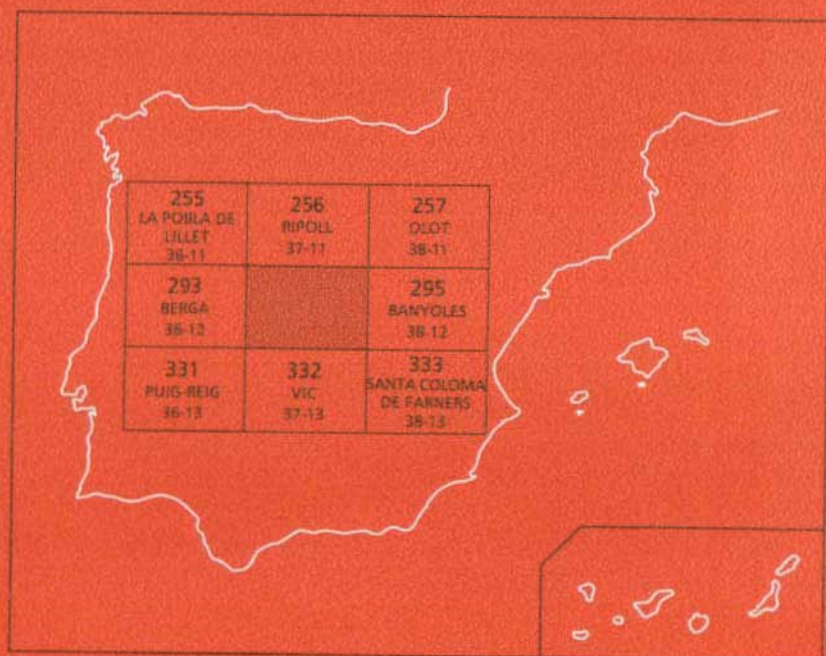




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



MANLLEU

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

MANLLEU

La presente hoja y memoria han sido realizadas por el Instituto Tecnológico Geominero de España mediante un convenio con el Departament de Política Territorial i Obres Públiques de la Generalitat de Catalunya.

La elaboración de la Hoja ha sido ejecutada por el Servei Geològic de Catalunya y en ella ha intervenido el grupo de trabajo formado por:

Cartografía geológica y Memoria:

A. Barnolas (ITGE), en el Paleógeno al sur del anticlinal de Bellmunt (excepto contacto basal Puigsacalm superior).

E. Saula (SGC) y E. Mato (SGC), en el Paleógeno al norte del anticlinal de Bellmunt.

J. A. Muñoz de la Fuente (SGC), en Tectónica.

J. Escuer (SGC), en el Cuaternario y la Geomorfología.

Con la colaboración de L. Martorell en la cartografía de detalle y el estudio tectónico del anticlinal de l'Escala y las estructuras aflorantes en el margen noroccidental de la Hoja.

Paleontología (estudio de muestras):

J. Serra-Kiel (Univ. de Barcelona)

Sedimentología (estudio de muestras):

D. Gómez-Gràs (Univ. Autònoma de Barcelona).

Jefe de Proyecto: J. A. Muñoz de la Fuente (SGC).

Dirección del Proyecto y Supervisión: A. Barnolas (ITGE).

ÍNDICE

0. INTRODUCCIÓN	7
1. ESTRATIGRAFÍA	9
1.1. CAMBRO-ORDOVÍCICO	9
1.1.1. Esquistos pelítico-arenosos	9
1.2. Terciario	9
1.2.1. Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (Fm. Vilanova de Sau); en la base arcillas rojas con paleosuelos (Fm. Mediona)	9
1.2.2. Calizas arenosas y bioclásticas (Fm. Tavertet)	10
1.2.3. Margas con niveles bioclásticos (Fm. Banyoles)	11
1.2.4. Areniscas y margas (Fm. Bracons)	11
1.2.5. Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (Fm. Bellmunt)	12
1.2.6. Areniscas, microconglomerados y conglomerados de Puigsacalm inferior	12
1.2.7. Limos arenosos de Puigsacalm medio	17
1.2.8. Margas, areniscas, conglomerados y lutitas rojas de Puigsacalm superior	18
1.2.9. Lutitas rojas, conglomerados, areniscas y margas de Vidrà inferior	22
1.2.10. Lutitas rojas, conglomerados, areniscas, calizas coralinas y margas de Vidrà superior	24
1.2.11. Areniscas, limos y arcillas rojas del sistema aluvial inferior de Berga	26
1.3. Cuaternario	27
1.3.1. Pleistoceno	28
1.3.2. Holoceno	28
2. TECTÓNICA	31
2.1. ESTRUCTURA COMPRESIVA	31
2.1.1. Estructuras septentrionales	31
2.1.2. Estructuras meridionales	31
2.2. ESTRUCTURA DISTENSIVA	35
2.3. EDAD DE LAS ESTRUCTURAS	35
2.4. ESTILO TECTÓNICO. NIVEL DE DESPEGUE DEL SISTEMA	36

3. GEOMORFOLOGÍA	39
4. PETROLOGÍA	41
4.1. ROCAS VOLCÁNICAS	41
4.1.1. Lavas basaníticas con leucita intersticial	41
4.1.2. Rocas piroclásticas básicas. Piroclastos heterométricos	41
5. HISTORIA GEOLÓGICA	43
5.1. CICLO SEDIMENTARIO I	43
5.2. CICLO SEDIMENTARIO II	43
5.3. CICLO SEDIMENTARIO III	46
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	47
6.1. MINERÍA Y CANTERAS	47
6.1.1. Minería	47
6.1.2. Canteras	47
6.2. HIDROGEOLOGÍA	47
6.2.1. Cuenca del río Ter.....	47
6.2.2. Cuenca del río Fluvà.....	47
7. BIBLIOGRAFÍA	49

0. INTRODUCCIÓN

El área comprendida en la Hoja de Manlleu está representada casi exclusivamente por el antepaís plegado del Pirineo Oriental (Cuenca del Ebro), apareciendo tan solo una pequeña área en el margen suroriental de la Hoja correspondiente al macizo de Les Guilleries. Los materiales que rellenan la cuenca de antepaís del Ebro son de edad paleógena, mientras los del macizo de Les Guilleries son de edad paleozoica.

Estructuralmente cabe destacar, por un lado, el anticlinal de Bellmunt, que atraviesa prácticamente la totalidad de la Hoja de este a oeste y es la estructura pirenaica situada más al sur en este sector; y por otro las fallas normales situadas al este de la Hoja, que producen un importante hundimiento hacia el este dando lugar a la depresión d'En Bas.

La mayoría de los materiales representados en la Hoja de Manlleu corresponden al Eoceno medio y superior, y a grandes rasgos varían desde facies detríticas groseras continentales en zonas proximales (norte) a facies detríticas finas marinas en zonas distales (sur). Esta diferenciación litológica plantea una serie de problemas cartográficos y de representación, al querer conseguir una cartografía objetiva que refleje, además de las litologías existentes, su evolución en el tiempo y en el espacio. Una diferenciación exclusivamente de formaciones litoestratigráficas (C.N.E., 1961) supondría una excesiva simplificación del mapa, dado el amplio lapso de tiempo abarcado por las distintas litologías, y no reflejaría la evolución temporal de la cuenca, puesto que sus límites son heterócronos y están atravesados por líneas de isocronía. Por otro lado, una cartografía de Secuencias Depositionales (sensu Mitchum *et al.*, 1977) o unidades tectosedimentarias (Megías, 1982), plantea la dificultad de su distinción en el campo y siempre conlleva un cierto grado de interpretación, a menudo excesivo para un mapa geológico que tenga que perdurar un tiempo como válido.

Para lograr los objetivos planteados, se han cartografiado grupos de estratos genéticamente ligados, cuyos límites no estuviesen atravesados por líneas de isocronía y que estuvieran representados a escala de cuenca. Por tanto, estos límites corresponden a fenómenos o eventos alocíclicos, y los grupos de estratos que individualizan: corresponden a Unidades aloestratigráficas (NASC, 1983). Dichos límites pueden corresponder a: 1- Discontinuidades, en el sentido de falta de continuidad en la deposición, ya sea correspondiente a un hiato erosivo (Discordancia angular, etc) o a un hiato deposicional (Nivel de condensación), 2- Cambios bruscos de facies (Interrupción sedimentaria) y 3- Cambios bruscos en la evolución secuencial (Ruptura sedimentaria). Se han cartografiado, además, las distintas facies existentes en cada unidad a fin de visualizar su evolución espacial, y una serie de niveles guía y líneas de capa que permiten visualizar discordancias y estructuras.

Por último, cabe destacar que la Hoja de Manlleu se ha realizado conjuntamente con las hojas vecinas de Berga, Ripoll y Banyoles.

El estudio estratigráfico se ha basado en los siguientes procedimientos: una recopilación de datos bibliográficos y un estudio previo mediante fotografía aérea para efectuar un primer análisis de la zona. Seguidamente, se han levantado numerosas colum-

nas estratigráficas, cuyo estudio ha permitido una primera diferenciación de unidades cartografiables. La cartografía mediante fotografía aérea y su representación en el mapa topográfico ha sido el paso posterior, que ha permitido comprobar la continuidad a escala de cuenca de las unidades diferenciadas en las columnas estratigráficas, establecer relaciones entre los distintos límites, y poner de manifiesto discordancias cartográficas, que han supuesto la diferenciación de nuevas unidades.

Paralelamente a la labor cartográfica, se han realizado diversos cortes geológicos, utilizando la información publicada en IGME (1987) de los sondeos existentes en la Hoja; su estudio es fundamental para la interpretación de la evolución sedimentaria del área cartografiada.

1. ESTRATIGRAFÍA

1.1. CAMBRO-ORDOVÍCICO

1.1.1. Esquistos pelítico-arenosos (3)

En el ángulo suroriental de la Hoja, en las cercanías de la casa de El Pendís, afloran los materiales hercínicos que constituyen el sustrato de la cuenca paleógena. Estos materiales, que en la Hoja ocupan una extensión superficial muy reducida, próxima a 1 km², forman parte del macizo hercínico de Les Guilleries, cuya extensión máxima de afloramientos se encuentran en la vecina Hoja de Santa Coloma de Farners (nº 333).

Se trata de materiales de composición predominantemente pelítica con intercalaciones cuarcíticas de espesor centimétrico a decimétrico, raramente en bancos de espesor métrico. En estas facies no se han reconocido restos fósiles y su atribución de edad se realiza por su posición estratigráfica, infrayacente a los del Ordovícico superior.

1.2. Terciario

1.2.1. Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (Fm. Vilanova de Sau); en la base arcillas rojas con paleosuelos (Fm. Mediona) (4)

La base de la serie paleógena está formada por facies de color rojo y de naturaleza terrígena que, litológicamente varían desde lutitas a conglomerados. Dentro de estos materiales se identifican dos unidades estratigráficas diferentes, separadas por un pequeño nivel de calizas que contienen miliólidos y alveolinas del llerdiense medio (Hottinger, 1960). Debido a las reducidas dimensiones de los afloramientos, situados en el área suroriental de la Hoja, se han agrupado en una única unidad cartográfica.

Los materiales basales de esta unidad cartográfica corresponden a la Fm. Mediona. Se trata de facies lutíticas y limolíticas, que contienen algunos horizontes carbonáticos de origen edáfico (caliches) generalmente en estadios tempranos de su evolución genética. El espesor de estas facies es muy reducida (8 a 10 m), y la asociación de fósiles que presenta a lo largo de toda la cordillera prelitoral, con *Vidaliella gerundensis*, *Microcodium*, *Celtis eocenica* y *Macrophysa columnaris* permiten atribuirla al Thanetiense superior (Colombo, 1980).

El nivel carbonático en facies marinas situado a techo de la Fm. Mediona está muy mal caracterizado en esta Hoja aunque su presencia puede seguirse hasta la vecina Hoja de Vic (nº 332). Se trata de un delgado nivel de calizas y calizas arenosas con miliólidos y alveolínidos entre los que Hottinger (1960), en el corte del Far (Hoja de Banyoles), reconoció *Alveolina* (*Glomalveolina*) *lepidula* y *Alveolina* cf. *moussoulensis* características del llerdiense medio.

Sobre este nivel, se superponen facies aluviales de un color rojo vinoso característico. Se trata de los materiales de la Fm. Vilanova de Sau descrita por Colombo (1980). El espesor de esta formación supera los 200 m y está constituida por facies lutíticas, con un

contenido arenoso importante y con abundante bioturbación vertical, areniscas heterométricas, generalmente de grano grueso, y conglomerados poligénicos y polimodales en una matriz lutítico-arenosa, y disposición en forma de canales laxos. La distribución de facies en vertical es claramente granocreciente y han sido interpretadas (Colombo, 1980) como facies distales y medias de un sistema de abanicos aluviales coalescentes (bajada) de procedencia meridional. La ausencia de fauna obliga a la datación indirecta de la unidad. Por su posición estratigráfica entre las facies carbonáticas del llerdiense medio y del luteciense, así como por su carácter regresivo permiten atribuir estas facies al Cuisiense (probablemente inferior y medio).

1.2.2. Calizas arenosas y bioclásticas (Fm. Tavertet) (5)

Sobre las facies aluviales rojas anteriormente descritas se disponen directamente facies carbonáticas marinas, de color gris claro, y con un alto contenido en material terrígeno procedente de la unidad infrayacente, reelaborado durante la transgresión, e incorporado a esta unidad. Se trata de las calizas que forman el acantilado, situado al norte de los embalses de Sau y Susqueda en el curso del río Ter, encontrándose dentro de la Hoja desde el Cingle de l'Avenc, situado al este de Tavertet bajo la masía del mismo nombre, al Salt de Sallent, en la riera de Rupit, con la excepción del vértice de Puig Güiola situado en la vecina Hoja de Banyoles (nº 295).

El espesor de la unidad, medido en el corte de Sant Joan de Fàbreges, es de 85 m. La parte principal de la sección, situada en la base, está formada por unos 70 m de contenido mayoritariamente siliciclástico, especialmente en los 35 m inferiores. Este tramo inferior está formado, de base a techo, por microconglomerados, areniscas y limolitas grises con bases erosivas netas y secuencias granodecrecientes de pequeño espesor (0,5 a 2 m), seguido por niveles de areniscas y limolitas grises con cemento carbonático en bancos de 2 a 3 m de espesor, y entre los que se encuentran intercalados algunos niveles métricos de calizas con fauna de miliólidos, alveolínidos y nummulites, y, ocasionalmente, oolíticas. Entre la fauna reconocida en uno de estos niveles se ha podido determinar (J. Serra-Kiel) la presencia de *Alveolina frumentiformis* y *Nummulites* cf. *verneuli* que caracterizan un Luteciense inferior. Sobre este tramo inferior la serie es más carbonática, los bancos son más potentes y el contenido fósil más abundante incluyendo fragmentos de conchas, nummulitoides y, ocasionalmente, restos vegetales, condiciones que se mantienen durante unos 25 m aproximadamente. Sobre estas facies se encuentra un tramo de unos 10 m de espesor formado por microconglomerados y areniscas en secuencias granodecrecientes de 1 a 2 m de espesor, con abundantes restos fósiles entre los que se han reconocido *Velates* muy abundantes y *Haliterium*, y que se han interpretado como secuencias de playas. Sobre ellas se dispone un banco de calizas lumaquéllicas de *Nummulites* del grupo *perforatus*, de unos 15 m de espesor, y que en este sector constituye el techo de la formación. Este nivel, con gran continuidad lateral, se reconoce hasta las proximidades de El Aguilar, en la vecina Hoja de Vic, donde ocupa una posición intermedia dentro de la formación.

1.2.3. Margas con niveles bioclásticos (Fm. Banyoles) (6)

Corresponden a las facies mas distales del sistema deltaico de procedencia pirenaica formado por las unidades definidas como Fm. Bellmunt, Fm. Bracons y Fm. Banyoles. En el sector septentrional (por ejem. bray de Joanetes en el anticlinal de Bellmunt) se trata de facies margosas gris-azuladas, pobres en fauna en su tramo inferior que incluye abundantes horizontes limolíticos y, frecuentemente niveles con yeso. Hacia el techo contiene algunos horizontes faunísticos habiendose reconocido la presencia de *Assilina spira* y *Nummulites* del grupo *perforatus* que indicarian un Luteciense medio. En este sector esta unidad descansa sobre facies evaporíticas de la Fm. Beuda que a su vez se disponen sobre dolomías y calizas del Cuisiense a Luteciense basal (Fm. Penya). Ambas unidades no afloran en la presente Hoja.

En el sector meridional esta unidad se dispone sobre las facies carbonáticas de la Fm. Tavertet. Se trata de facies margosas, ricas en fauna, de color gris azulado. La base de la unidad se desarrolla sobre superficies muy bioclásticas, frecuentemente microconglomeráticas o arenosas que marcan un cambio litológico brusco respecto la unidad anterior. Estos niveles bioclásticos se suceden unos a otros hacia el sur según una geometría escalonada de forma que son progresivamente mas modernos en esta dirección.

La base de la unidad está formada por margas arcillosas con escasos niveles arenosos de grano muy fino, frecuentemente con geometría de canal laxo, y espesor decimétrico. Hacia la mitad superior de la unidad los niveles arenosos son mas frecuentes, aumentan su espesor y, frecuentemente se hallan muy bioturbados. El contenido faunístico, que incluye una rica variedad de formas (moluscos, decápodos, equínidos, etc.), se hace progresivamente mas abundante a la vez que indica una progresiva somerización del medio. El techo de la unidad está caracterizado por la abundancia de facies limolíticas y arenosas tractivas, la disminución de la bioturbación y la casi desaparición de restos fósiles. El tránsito entre uno y otro tipo de facies está marcado por un delgado nivel bioclástico, bastante carbonático, con abundante *Alveolina*.

El contenido fósil de esta unidad en los afloramientos meridionales incluye en la base, *Nummulites crusafontii* y, hacia el techo *Alveolina fusiformis*. Esta fauna corresponde a un Luteciense superior e indica el marcado carácter diacrónico del techo de la unidad.

1.2.4. Areniscas y margas (Fm. Bracons) (7)

Las areniscas y margas de la Fm. Bracons constituyen las facies de prodelta y de frente deltaico situadas entre las margas de Banyoles (6) y la Fm. Bellmunt (8). Estan formadas por margas y limolitas muy bioturbadas, en facies heterolíticas, ricas en fauna, especialmente macroforaminíferos aporceladanados, y por areniscas bioturbadas, con ripples de oscilación y, mas raramente, con estratificación cruzada. En conjunto se reconoce una secuencia general estratocreciente y granocreciente, con aumento de la bioturbación y con facies extraordinariamente someras en toda su sucesión. Este hecho, junto con el carácter restringido de su contenido faunístico hacen pensar que la cuenca

luteciense es su etapa final era muy somera en este sector (vertiente sur del Pirineo oriental). Las estructuras sedimentarias denotan un dominio del oleaje (ripples de oscilación) en casi toda su sucesión, que se ve interrumpido por el paso al dominio del régimen fluvial en su transición a la unidad suprayacente. El espesor de la unidad oscila entre los 5 a 10 m de los afloramientos meridionales, que la hacen irrepresentable cartográficamente incluyéndose sus facies en la Fm. Banyoles, y los 100 a 120 m de espesor reconocibles en sus afloramientos mas septentrionales.

Esta unidad es heterócrona desde un Luteciense medio en sus afloramientos mas septentrionales situados en las vecinas Hojas de Ripoll, Olot y Banyoles, al Luteciense superior. Las facies aflorantes en el núcleo del anticlinal de Bellmunt, cerca de Joanetes, donde se encuentra la serie tipo de la Formación, se corresponden en edad con las facies margosas de la Fm. Banyoles aflorantes en el sector meridional de la Hoja.

1.2.5. Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (Fm. Bellmunt) (8)

La Fm. Bellmunt está formada por margas, areniscas y conglomerados de color rojo y que se superponen sobre las facies grises arenosas de la Fm. Bracons. Su límite superior está representado por las facies arenosas grises de la Fm Puigsacalm (10). Se trata de facies aluviales con predominio de los depósitos de llanura aluvial y facies de canales efímeros anastomosados pertenecientes a un sistema de abanicos aluviales coalescentes de ambientes húmedos que, procedentes del margen pirenaico progradaban hacia el margen meridional de la cuenca luteciense. Hacia el sur, esta unidad desaparece por cambio lateral de facies no reconociéndose en todos los afloramientos meridionales de la Hoja. Hacia el norte aumenta espectacularmente de espesor (sinclitorio de Ripoll).

1.2.6. Areniscas, microconglomerados y conglomerados de Puigsacalm inferior (9, 10, 32, 35).

El tránsito Luteciense-Bartoniense está caracterizado, a escala de la cuenca del Ebro, por una importante transgresión marina (transgresión Biarritzense). Paralelamente a la transgresión, se produjo el emplazamiento de unidades estructurales en el dominio pirenaico (Puigdefàbregas *et al.*, 1986), provocando distintas respuestas sedimentarias en la cuenca.

La unidad Puigsacalm inferior constituye la unidad basal del Bartoniense en esta Hoja. Representa un cambio importante en las condiciones de sedimentación respecto a las unidades infrayacentes y suprayacentes. Estas están constituidas, en este sector, por sistemas de abanicos deltaicos de procedencia básicamente septentrional, mientras que en la unidad Puigsacalm inferior los aportes principales son de procedencia oriental, siendo prácticamente inexistentes los procedentes del borde septentrional.

Pueden diferenciarse tres sectores en la cuenca durante la deposición de esta unidad: septentrional, central y meridional. En ellos existe una marcada diferencia, tanto en lo que a espesor se refiere como en las facies y litologías presentes.

Los afloramientos occidentales del sector septentrional se sitúan en el núcleo del anticlinal de Alpens, anticlinal de l'Escala, flanco norte del sinclinal de Les Lloses y en una pequeña franja al oeste de las sierras de Santa Magdalena y Milany. En la parte oriental, se localizan en un área restringida al norte del Salt del Sallent (fig. 1).

En el sector central la unidad aflora en una franja continua que provoca un importante resalte morfológico, desde el Salt del Sallent y la vertiente sureste del pico Puigsacalm hasta la sierra de Bellmunt, donde produce la mayor parte de la cúpula morfológica del anticlinal (fig. 1).

Por último, en el sector meridional los afloramientos se concentran en la parte sureste de la Hoja.

Litológicamente, la unidad está representada en el sector septentrional por areniscas finas con abundante glauconita (10). En el sector central aparecen, de base a techo, areniscas con algunas intercalaciones de conglomerados (32), microconglomerados y areniscas medias y gruesas con glauconita pertenecientes a la Formación Folgueroles (9) y areniscas finas (10). En el sector meridional está representada por las areniscas de Rupit (35), por los microconglomerados y areniscas medias y gruesas con glauconita de la Formación Folgueroles (9) y por areniscas finas (10).

La potencia de la unidad es muy variable, observándose una fuerte disminución de ésta desde el sector central de la Hoja hacia el norte, llegando a desaparecer en la Hoja adyacente de Ripoll (Vergés *et al.*, 1993). Dentro de la Hoja la potencia oscila entre unos 20 m en los afloramientos más septentrionales, hasta un máximo cercano a los 500 m en el flanco norte del anticlinal de Bellmunt (sector central), para disminuir hasta aproximadamente 150 m en las secciones más meridionales. Hay que remarcar que el aumento de potencia entre los sectores septentrional y central es progresivo, pero existen dos enclaves donde la potencia aumenta de forma brusca; concretamente, en el flanco norte del sinclinal de Les Lloses y en las inmediaciones del Salt del Sallent (fig. 1). Este aumento se produce mediante un escalón de orden decamétrico, el plano del cual está próximo a la vertical.

El límite inferior se reconoce en la mitad norte de la Hoja por el cambio brusco de facies entre los sedimentos marinos de esta unidad y los sedimentos continentales de la unidad infrayacente. Este cambio está representado además, en la Hoja adyacente de Ripoll (Vergés *et al.*, 1993), por una discordancia angular. El límite superior está caracterizado por un nivel de condensación bien desarrollado. En los afloramientos más meridionales de la contigua Hoja de Vic (Barnolas *et al.*, 1983), el límite inferior está caracterizado por un nivel bioclástico de color rojo y estratificación cruzada planar, en cuya base se encuentra un lag conglomerático con cantos de la unidad infrayacente (Fm. Banyoles). Este nivel que representa en este sector a la base de la transgresión bartoniense, corresponde al nivel RM de Reguant (1967). Sobre el mismo se disponen margas glauconíticas con pistas de equínidos irregulares, pobres en fauna (Margas de Còdol Dret, Barnolas *et al.*, 1983) equivalentes laterales y distales de las areniscas de Rupit que sí tienen representación en esta Hoja (35). Las areniscas de Rupit

(Barnolas, 1992) están formadas por varias secuencias granocrecientes y estratocrecientes de 10 a 15 m de espesor desde margas y limolitas glauconíticas a areniscas y microconglomerados con estratificación cruzada de gran escala. El límite inferior de la unidad es neto sobre las margas de Banyoles (6) aunque generalmente es difícil de identificar a causa de la cobertera vegetal existente. Sobre las margas de Còdol Dret y sobre las areniscas de Rupit se disponen las areniscas glauconíticas de Folgueroles (9) a través de un contacto erosivo. Estas areniscas presentan una secuencia granodecreciente y estratodecreciente, al mismo tiempo que muestran un aumento paulatino de la bioturbación. Esta secuencia, unida al contacto basal erosivo y a su carácter lenticular llevan a identificarlo como un depósito de tipo estuarino. Sobre la misma se disponen facies margosas, limolíticas y arenosas muy bioturbadas, en secuencia granocreciente y de poco espesor (10).

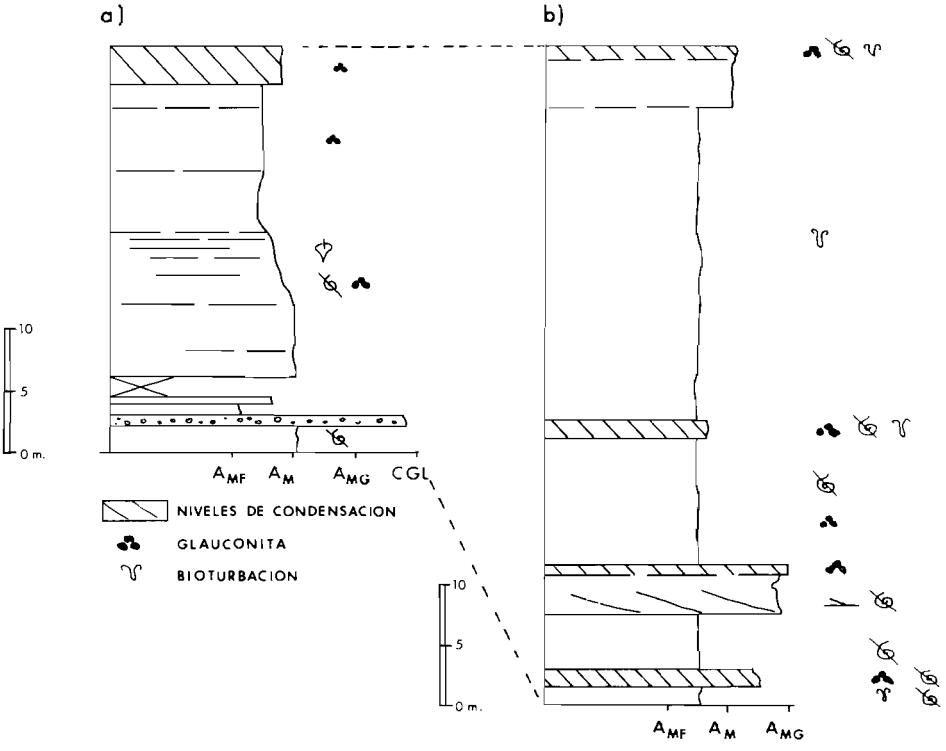
En el sector septentrional la sucesión vertical sintética incluye un tramo conglomerático basal de potencia decimétrica a métrica, procedente del retrabajamiento de materiales de la unidad infrayacente, conteniendo restos bioclásticos en la matriz. Sigue un tramo arenoso, generalmente de arenisca muy fina y espesor métrico o decamétrico, con restos bioclásticos dispersos y contenido glauconítico abundante especialmente hacia el techo. Finalmente aparece, de manera transicional, un nivel de aproximadamente 1 m de espesor, compuesto por arenisca fina de tonos violáceos intensos debido al cemento ferruginoso, con abundantes restos bioclásticos y una elevada proporción de granos de glauconita (fig. 2a). Como modificaciones a esta serie tipo puede aparecer hacia la base alguna intercalación de arenisca grosera, y también niveles de condensación similares al descrito en el techo de la serie, intercalados entre las areniscas finas y muy finas intermedias (fig. 2b).

En el sector central se encuentran representados las unidades cartográficas señaladas con los epígrafes 32, 9 y 10. El tramo basal (32) está compuesto por niveles métricos de areniscas muy finas y finas, y en menor proporción limos bioturbados, interestratificados con niveles métricos de areniscas medias y microconglomerados con estratificación decimétrica. Se observan ondulaciones de gran longitud de onda, y ripples simétricos enmascarados a veces por la bioturbación. Estos niveles de granulometría grosera aumentan hacia el techo de la serie. Aparecen además niveles decimétricos de debris-flow, y también acumulaciones de glauconita, especialmente en los niveles de granulometría grosera. Este conjunto se ha interpretado como depositado en un ambiente de offshore, siendo hacia el techo de transición a offshore.

Dichas facies pasan transicionalmente en la vertical a las de la unidad 9, compuestas por areniscas de granulometría media a muy gruesa, estratificadas en niveles métricos. Son muy numerosas las laminaciones cruzadas a gran escala tanto de alto como de bajo ángulo, las estratificaciones cruzadas hummocky, la estratificación sigmoidal y los ripples. Es de destacar el abundante contenido en glauconita de los materiales. Corresponderían a depósitos de shoreface con algunas intercalaciones de foreshore, dominados por la acción del oleaje y de las mareas.

Los materiales de la unidad 10, situados a techo, están constituidos por areniscas finas bioturbadas. Se hallan estratificadas en niveles métricos, con base y techo poco

COLUMNAS SINTETICAS DE LA UNIDAD PUIGSACALM
INFERIOR EN EL SECTOR SEPTENTRIONAL



definidos. Es de destacar la casi nula presencia de fauna. Hacia el este (pico Puigsacalm fig. 1) aparecen intercaladas areniscas medias y gruesas de características similares a las de la unidad 9. En conjunto, estas facies se han interpretado como de offshore y plataforma, con desarrollo de intercalaciones de facies de nearshore hacia el este.

En conjunto, los materiales de la unidad Puigsacalm inferior en los sectores septentrional y central son el producto de la sedimentación de una serie de sistemas deltaicos provenientes del este y dominados por la acción de las olas y de las mareas. Es de destacar la importante presencia de glauconita, indicadora de una sedimentación lenta, especialmente en el sector septentrional. La baja tasa de sedimentación está ligada a la subida relativa del nivel del mar que se produjo durante la denominada «transgresión Biarritziense».

1.2.7. Limos arenosos de Puigsacalm medio (11).

Esta unidad se compone de un conjunto masivo de limos y areniscas muy finas que afloran en todo el ámbito de la Hoja, exceptuando el bloque superior del cabalgamiento de l'Abocador. Los mejores cortes pueden realizarse en el sector norte.

La potencia de la unidad oscila entre los 100 y 200 m, localizándose los máximos espesores en el sector central de la Hoja. Hacia el norte, la unidad reduce drásticamente su espesor hasta desaparecer en el bloque superior del cabalgamiento de l'Abocador.

El límite inferior está representado por un hard ground. El límite superior corresponde a otro hard ground, bien desarrollado en el sector norte, acompañado de un cambio brusco de facies entre los limos y areniscas muy finas bioturbadas de esta unidad y las areniscas muy finas con fauna de la unidad Puigsacalm superior.

Las facies de esta unidad son muy monótonas. Están caracterizadas por limos arenosos masivos bioturbados con algunas intercalaciones centimétricas de arenisca muy fina y fina, en las que se pueden observar laminaciones paralelas y onduladas muy laxas. Estos niveles areniscos probablemente corresponden a capas de tormenta distales. El contenido en elementos bioclásticos es escaso, y aumenta ligeramente hacia el techo de la unidad, habiéndose reconocido la siguiente asociación faunística: *N. perforatus*, *N. hottingeri*, *N. praegarnieri*, *N. beaumonti* y *N. colomi*, indicando una edad Bartonense. Una característica distintiva es el abundante contenido en restos vegetales. En las localidades donde se ha medido un mayor espesor para la unidad, se ha observado la presencia de discordancias intraformacionales hacia el techo de la misma.

Al este de la falla de Amer (fig. 1) la unidad tiene unas características particulares. La serie esta representada básicamente por una alternancia de margas y limos arenosos con niveles carbonáticos y areniscosos groseros. En estos últimos aparecen numerosas estratificaciones cruzadas y se percibe una cierta ciclicidad de tendencia estrato y granocreciente. El contenido faunístico es muy abundante.

Las facies de esta unidad se han interpretado como depositadas en un ambiente de offshore, apareciendo facies de nearshore en posiciones orientales. Las discordancias intraformacionales han sido interpretadas como el producto de un proceso de inestabilización en la cuenca.

Es de destacar la presencia, en la Hoja adyacente de Berga (Mató *et al.*, 1993), de un cuerpo arenoso de importantes dimensiones situado inmediatamente debajo del nivel de condensación del techo y adyacente a un nivel con discordancias intraformacionales. Aflora a lo largo de 1 km, en un corte orientado E-W, 500 m al norte de la masía de El Massot (fig. 1). Su espesor máximo es de 15 m y desaparece acunándose por su base hacia ambos extremos; se trata por lo tanto de un cuerpo canalizado. Está compuesto por arenisca grosera y presenta estratificación cruzada en surco de mediana escala, apareciendo también estructuras de corriente de menor magnitud. Es granodecreciente, su techo se encuentra bioturbado y contiene abundantes restos bioclásticos. No contiene pelita en su interior.

La presencia de este cuerpo de características casi fluviales, erosionando materiales de plataforma más distal y más profunda nos induce a pensar que pudo existir una caída del nivel del mar previa al desarrollo de este canal arenoso. A partir de este esquema, podría asociarse este cuerpo arenoso a un cortejo sedimentario de nivel del mar bajo (*sensu* Haq *et al.*, 1987), correspondiendo el nivel de condensación situado a su techo a una superficie transgresiva (*sensu* Haq *et al.*, 1987).

El aporte sedimentario principal a la cuenca durante la deposición de los materiales de esta unidad es de procedencia oriental, como indica el desarrollo de facies proximales hacia el este. Esto configura un esquema paleogeográfico de parecidas características al definido para la sedimentación de la unidad infrayacente, en la que los aportes septentrionales son de escasa importancia. El acunamiento hacia el norte de la unidad puede ser explicado por erosión, como lo atestiguan la presencia del canal arenoso descrito previamente y la reducción de potencia por el techo observada en la Hoja adyacente de Berga (Mató *et al.*, 1993).

1.2.8. Margas, areniscas, conglomerados y lutitas rojas de Puigsacalm superior (12, 13, 14, 15).

Esta unidad marca el retorno a unas condiciones de sedimentación detrítica grosera en el margen norte de la cuenca de antepaís, mediante el desarrollo de sistemas deltaicos y aluviales que se mantendrán en actividad hasta entrado el Oligoceno.

Los materiales de la unidad Puigsacalm superior están representados en toda la extensión de la Hoja de Manlleu. Los cortes más representativos pueden efectuarse en el bloque superior del cabalgamiento de l'Abocador y a ambos flancos del anticlinal de Bellmunt (fig. 1).

Por lo que respecta a la representación litológica, se distinguen claramente dos sectores. En el sector norte se reconocen dos episodios progradacionales deltaicos que inclu-

yen de base a techo y de sur a norte, margas (13), conglomerados, areniscas y margas grises (14) y conglomerados y lutitas rojas (15). En el sector sur, aparecen margas, areniscas y calizas con fauna abundante (12).

La potencia de la unidad es de 330 m en las secciones medidas en el bloque superior del cabalgamiento de l'Abocador, para aumentar hasta los 350 m en el flanco norte del sinclinal de Vidrà (fig. 1), y reducirse progresivamente hacia el sur de la Hoja.

El límite inferior corresponde a un nivel de condensación, bien desarrollado en el sector noroccidental, acompañado de un cambio brusco de facies entre los limos y areniscas muy finas de la unidad Puigsacalm medio y las areniscas muy finas con fauna de esta unidad. En el bloque superior del cabalgamiento de l'Abocador, la unidad se sitúa directamente sobre las areniscas glauconíticas de la unidad Puigsacalm inferior, existiendo un cambio brusco de facies entre ambas unidades. El límite superior está caracterizado por la aparición brusca de la Fm. Margas de Vidrà (16) a través de uno o varios niveles de condensación.

En el sector septentrional de la Hoja, los dos episodios progradacionales están separados por un nivel de condensación, acompañado de un cambio brusco de facies. Este límite no ha sido cartografiado, al no observarse su equivalencia en el resto de materiales de la unidad aflorantes en la Hoja.

La unidad estratigráfica del Puigsacalm superior está representada en el sector norte, por las unidades cartográficas 13, 14 y 15. Los materiales de la unidad 13 corresponden a los dos intervalos margosos con poca arenisca interestratificada situados a la base de los dos episodios progradacionales. Se trata de margas en facies prodeltaicas y de offshore, con niveles turbidíticos centimétricos de areniscas finas y medianas, y capas decimétricas e incluso métricas de areniscas groseras que presentan estratificación hummoky. Pasan transicionalmente a areniscas con margas interestratificadas (14), con ordenación en ciclos estrato y granocrecientes (fig. 3). El espesor de estos ciclos oscila entre los 10 y los 15 m, variando el porcentaje relativo arenisca/pelita en función de la distalidad del ciclo. En facies de frente deltaico, la arenisca es predominante en el ciclo, en capas progresivamente más groseras y potentes, con base erosiva y numerosas estructuras tipo ripple que indican retrabajamiento por oleaje. Estructuras tipo slump y pillow son abundantes en el tramo basal. Algunos de estos ciclos están cortados a techo por canales areniscoso/bioclásticos y los interpretamos como barras de desembocadura de canal (fig. 3a). Otros, de potencia más variable y con fauna abundante tanto en las pelitas como en las areniscas, bioturbación importante y estructuras debidas a oleaje, los interpretamos como depósitos de bahía interdistributaria y litorales, en los que predomina la influencia del oleaje (fig. 3b).

En la franja sur del bloque superior del cabalgamiento de l'Abocador se desarrollan unos cuerpos areniscosos de 15 m a 35 m de espesor, en los que se observa estratificación cruzada de gran escala, estructuras debidas a oleaje y una ausencia total de pelita en su interior. Se interpretan como cuerpos depositados en un ambiente de shoreface y foreshore. Hacia el norte, las facies de frente deltaico dan paso transicionalmente a las

de llanura deltaica y aluvial (15). Están constituidas por niveles decimétricos de arcillas rojas, limos y areniscas finas, interestratificados con niveles métricos de conglomerados y areniscas gruesas, en los que se observan algunas cicatrices internas de erosión. Estas facies están bien desarrolladas en la Hoja adyacente de Ripoll (Vergés et al., 1993).

Se puede considerar a todo el conjunto de sedimentos como constituyente de un sistema de deltas aluviales dominados por fenómenos de crevasse y de oleaje. El estudio de las paleocorrientes y de la evolución lateral de las facies indica una polaridad esencialmente sur.

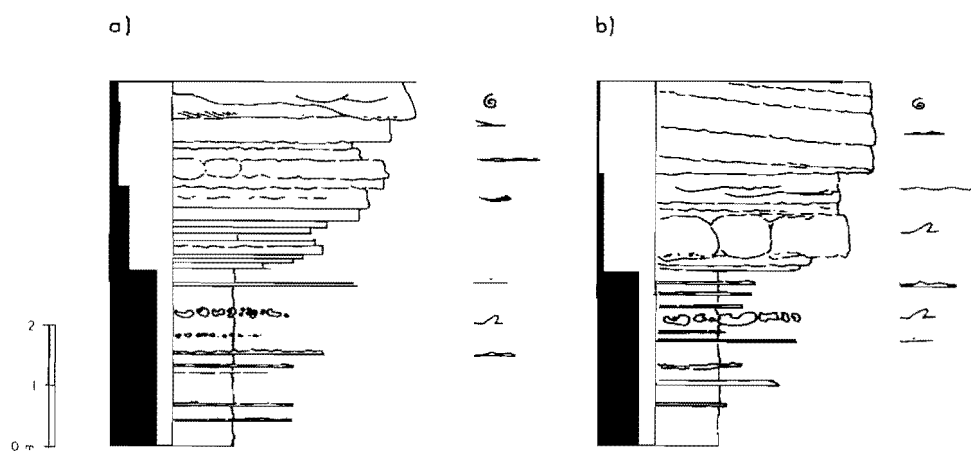
Las facies de la unidad cartográfica 12 representadas en el sector meridional de la Hoja, engloban un variado conjunto de litologías. Las areniscas finas bioclásticas son la litología predominante. Pueden estar ordenadas en ciclos estrato y granocrecientes de capas más o menos definidas y muy bioturbadas. En este caso, se interpretan como partes distales de ciclos de nearshore estrato y granocrecientes. Afloran únicamente al sur del cabalgamiento de l'Abocador y en la franja oriental de la Hoja. En posiciones más centrales de la misma, las areniscas son de granulometría más fina y están muy bioturbadas. No se distinguen ciclos. El contenido bioclástico es relativamente abundante. Otra litología bien representada son las calizas nodulosas bioclásticas, con corales y algas rojas, que se interpretan como facies arrecifales. Estas facies arrecifales aparecen en general hacia el techo de la unidad y en la mitad meridional de la Hoja, siendo más distales hacia el oeste (Serra-Kiel, com. pers.). En posiciones centrales de la Hoja se ha reconocido una asociación faunística de esponjas formada por *Pseudoguettardia thiolati*, *Craticularia* sp., *Xylospongia* sp. y *Placoscyphia* sp., típica de la zona afótica (Barnolas y Serra-Kiel, 1983; Serra-Kiel y Reguant, 1991).

Los materiales de la unidad cartográfica 12 se depositaron en una plataforma mixta que recibió aportes del norte en el sector septentrional y del este en el sector oriental. Las facies de mayor profundidad se sitúan hacia el oeste en general.

En el sector occidental del mapa, al norte del cabalgamiento de Sora (fig. 1), aflora un potente paquete margoso (13) de facies prodeltaicas de procedencia septentrional. En posiciones más meridionales, la unidad está representada por areniscas finas y niveles arrecifales (12) cuyas facies son más proximales que las anteriores 13 (cortes I-I' y II-II'). Esto sugiere una componente norte para los aportes de la plataforma suroriental.

Durante la sedimentación del Puigsacalm superior se diferencian dos sectores dentro de la cuenca sedimentaria. En el norte existe un fuerte aporte detrítico que produce una serie de abanicos deltaicos, cuyas partes distales se depositaron hacia el sur. En los abanicos deltaicos septentrionales se observa como los cambios de facies se producen de manera rápida, alineándose en una misma vertical. Las facies groseras quedaron restringidas al área septentrional. Estos datos indican una fuerte tendencia agradacional, interpretada como producto de una relación tasa de subsidencia/tasa de sedimentación elevada. El equivalente suroriental de los abanicos deltaicos corresponde a una plataforma mixta, en la que los sistemas detríticos no son tan groseros ni los cambios laterales de facies tan rápidos. Las partes distales de esta plataforma se depositaron hacia el oeste y hacia el norte.

CICLOS ESTRATO Y GRANOCRECIENTES. UNIDAD PUIGSACALM SUPERIOR



1.2.9. Lutitas rojas, conglomerados, areniscas y margas de Vidrà inferior (18,17,16).

La unidad estratigráfica Vidrà inferior indica la continuidad de las condiciones de sedimentación detrítica, de procedencia principalmente septentrional, en la cuenca eocena surpirenaica en este sector. Esta unidad se inicia mediante una importante transgresión marina. Los abanicos deltaicos de la unidad Vidrà inferior son extensivos respecto los abanicos pertenecientes a la infrayacente unidad Puigsacalm superior, alcanzando posiciones más meridionales en su progradación.

La unidad se extiende en el sector occidental de la Hoja y en el núcleo del sinclinal de Vidrà. Además, está bien representada en el bloque superior del cabalgamiento de l'Abocador, en las sierras de Milany y de Santa Magdalena (fig. 1). Existe también un interesante afloramiento, por su posición al este de la falla de Amer (fig. 1), en las cercanías de Hostalets d'en Bas.

El espesor oscila alrededor de los 300 m, pudiendo efectuarse excelentes cortes en la totalidad de la Hoja.

Los materiales de la unidad son detríticos siliciclásticos, encontrándose asociaciones de facies constituidas por conglomerados, areniscas y lutitas rojas (18); areniscas y lutitas ocreas (33); areniscas y margas (17); y margas con niveles bioclásticos (16).

El límite basal de la unidad está representado por el contacto entre el potente tramo margoso de la Fm. Margas de Vidrà (16) y los materiales de la unidad infrayacente (Puigsacalm superior). En las posiciones más septentrionales de la Hoja, el tramo margoso se acuña progresivamente hacia el norte y hacia el este, llegando incluso a desaparecer. El contacto se reconoce entonces por la súbita aparición de facies relativamente más distales en la sucesión vertical, que pueden contener en la base algún nivel de condensación carbonático muy bioclástico. La unidad Vidrà inferior limita por el techo con la unidad Vidrà superior, mediante un contacto de idénticas características a las descritas para el límite basal.

El conjunto de la unidad está integrado por dos episodios progradacionales de sistemas de abanicos deltaicos, en los que se ha distinguido tres asociaciones principales de facies: facies de llanura deltaica y aluvial (18 y 33); facies de frente deltaico (17) y facies de prodelta (16).

El primer episodio progradacional tiene un espesor de 125 m. Los sedimentos más distales están representados por margas con niveles fosilíferos (16). Contienen en su parte basal numerosos niveles bioclásticos, cuyo principal contenido son discociclinidos. Consisten en niveles de potencia decimétrica, con base y techo planos, y contactos basal y superior neto, aunque modificados por la bioturbación. En algunos casos se hallan abundantes restos bioclásticos glauconitizados. El resto del tramo margoso presenta una facies más homogénea, con contenido faunístico muy abundante, destacando los briozoos, equínidos y discociclinidos. Ocasionalmente puede incluir algún nivel de acumulación bioclástica.

Consideramos que parte de estos niveles bioclásticos son secciones condensadas resultado de tasas muy bajas de sedimentación, especialmente los que presentan glauconitización y se encuentran en la parte basal del tramo margoso. El resto puede tratarse de depósitos originados por fenómenos tempestuosos. Las margas se depositaron en ambientes prodeltaicos y de offshore.

Las areniscas y margas (17) aparecen transicionalmente a techo del tramo margoso basal. Poseen un contenido faunístico mucho más escaso, y están ordenadas en ciclos estrato y granocrecientes de espesor métrico. La estratificación de las areniscas es en capas horizontales y de potencia decimétrica por lo general, con contenido pelítico decreciente hacia techo. Las areniscas pueden presentar laminación cruzada planar, sigmoidal o surcada. En ocasiones pueden encontrarse, a techo de algún ciclo, cuerpos areniscosos masivos de geometría canaliforme y con un cierto contenido bioclástico. Puede reconocerse en estos sedimentos la coexistencia de influencia fluvial, mareal y de oleaje.

Interpretamos estos ciclos estrato y granocrecientes como depósitos de frente deltaico (barras de boca de canal, depósitos de bahía interdistributaria) y de nearshore, según su relación o no a canales distributarios o a procesos de oleaje.

Las facies de frente deltaico del primer episodio progradacional desaparecen hacia el sur en el flanco norte del anticlinal de Belmunt, por lo tanto en posiciones mucho más meridionales que los abanicos deltaicos de la unidad Puigsacalm superior.

El segundo episodio progradacional tiene mayor alcance meridional que el primero, y sus materiales en facies de frente deltaico (areniscas de Orís; Reguant, 1967), se reconocen en todo el sector meridional de la Hoja. Tiene un espesor aproximado de 175 m.

Su tramo basal está caracterizado por la aparición de un tramo margoso (16) de similares características al del primer episodio progradacional. En él aparecen numerosas discordancias intraformacionales (afloramientos del río Ter entre Montesquiu y La Farga de Bebié), originadas por procesos de desestabilización del talud deltaico. A techo de este tramo margoso aparece transicionalmente un nuevo conjunto de ciclos arenicoso-pelíticos, con tendencia estrato y granocreciente (17). Las características de estos ciclos son similares a las descritas anteriormente. En los alrededores de Santa Maria de Besora aparecen cuerpos areniscosos de clara influencia mareal.

Hacia posiciones proximales, los materiales areniscosos y pelíticos en facies de frente deltaico y nearshore (17) pasan transicionalmente a facies de llanura deltaica y aluvial. Estas facies están representadas al norte por conglomerados, areniscas y lutitas rojas (18), con las mismas características que las de la unidad infrayacente (15). Hacia el este, están representadas por areniscas y lutitas ocreas (33). Las areniscas se interestratifican en niveles decimétricos con paquetes lutíticos ocreos de espesor decamétrico, siendo los niveles conglomeráticos prácticamente inexistentes. El aporte sedimentario septentrional era, por lo tanto, mucho más grosero.

Cabe remarcar la clara tendencia progradacional en los abanicos deltaicos que forman esta unidad. En el sector occidental del mapa y en la Hoja adyacente de Berga (Mató et al., 1993) el sentido de la progradación es aproximadamente sureste, mientras que en el sector oriental el sentido de la progradación es WSW.

1.2.10. Lutitas rojas , conglomerados, areniscas, calizas coralinas y margas de Vidrà superior (19, 20, 21, 22).

El último episodio progradacional mayor del Eoceno superior marino, en este área, está representado por un nuevo conjunto de abanicos deltaicos progradante hacia el sur.

La unidad se extiende en el sector occidental de la Hoja y en pequeños afloramientos situados en el valle de Vidrà. Las mejores secciones están expuestas en las laderas montañosas que se alzan al oeste de la Plana de Vic.

El máximo espesor de la unidad en esta Hoja es de 375 m, medidos en el flanco sur del anticlinal de Bellmunt. Algunas series aparecen incompletas, ya que el contacto con la unidad suprayacente (23) es erosivo, hecho que se pone de manifiesto al correlacionar las series medidas en los flancos sur y norte del anticlinal de Bellmunt. En la serie medida en el flanco norte faltan los 150 m superiores.

La litología y facies de esta unidad son muy similares a las de la unidad infrayacente. Pertenecen a un conjunto de conglomerados, areniscas y lutitas rojas en facies de llanura aluvial y deltaica (22) que evolucionan transicionalmente hacia el sur a areniscas y margas (20) de frente deltaico, en las que se instalan frecuentes niveles arrecifales de calizas coralinas (21). Las posiciones más distales del sistema están representadas por margas azules con intercalaciones de niveles fosilíferos (19) en facies prodeltaicas.

El límite basal de la unidad se localiza, en partes distales, a la base del potente tramo margoso con discordancias intraformacionales (19) que sigue a la arenisca de Orís (17). Barnolas et al. (1988) interpretan este contacto como un límite de secuencia deposicional de tipo 2, en el sentido de Vail et al., (1984). Su edad, establecida mediante macroforaminíferos (*Nummulites*), es Bartonense superior-Priabonense inferior (Barnolas et al., 1981). Hacia el noroeste, en la Hoja de Berga (293), y consiguientemente en posiciones más proximales, el mismo límite está situado a la base de una intercalación de materiales marinos de frente deltaico que se superpone con gran extensión a materiales en facies de llanura aluvial (Mató et al., 1991). En la misma Hoja, entre sedimentos de llanura deltaica y aluvial muy proximales, el contacto podría producirse a través de una importante discordancia que fosiliza parcialmente diversas estructuras, si bien su posición estratigráfica exacta es de difícil precisión (Mató et al., 1991).

La unidad Vidrà superior limita con el suprayacente Sistema Aluvial inferior de Berga (23) a través de un contacto discordante. Las características de este contacto están ampliamente descritas en el siguiente apartado de la presente Memoria.

Barnolas *et al.* (1988), en un estudio detallado de estos materiales al sur del anticlinal de Bellmunt, dividen la unidad en dos sistemas principales. El mismo esquema es aplicable a los materiales situados en el anticlinal de Bellmunt, mientras que más al norte este esquema es de difícil aplicación, puesto que hay que añadir a la falta de afloramiento una fuerte tectonización de los materiales y un progresivo cambio de facies.

El sistema inferior lo constituyen las margas de Gurb (parte basal de 19), de Reguant (1967); separadas mediante un contacto neto de las suprayacentes margas de Vespella (parte superior de 19), de Reguant, (1967). Este contacto es interpretado como una superficie de máxima inundación por los mismos autores, que asimilan las margas de Gurb a un Sistema Depositional transgresivo.

El sistema superior está constituido por el Sistema Depositional de Sant Martí Xic (21, 20 y parte superior de 19), que Barnolas *et al.* (1988) interpretan como un Sistema Depositional perteneciente a un cortejo sedimentario de nivel del mar alto, en el sentido de Haq *et al.*, (1987).

Los mismos autores reconocen, en el Sistema Depositional de Sant Martí Xic, ocho horizontes transgresivos que separan a otros tantos tramos con facies siliciclásticas progradacionales. En conjunto, constituyen ocho ciclos transgresivos-regresivos (secuencias offlap-onlap). Barnolas *et al.* (1985) agrupan las facies deposicionales según pertenezcan al episodio transgresivo o regresivo de las secuencias offlap-onlap.

Facies transgresivas.-Reconocen dos tipos de facies en el estadio transgresivo (onlap marino).

Barras transgresivas. Están situadas en la base de este grupo de facies. Presentan un solo grupo de láminas con estratificación cruzada de gran escala y dirección de progradación hacia la cuenca. La granulometría de estas barras es de tamaño arena fina a muy gruesa con granoselección negativa. Presentan mezcla de fauna, claramente marina, con fauna salobre. Se interpretan como producidas por la migración hacia cuenca del material siliciclástico de la llanura deltaica, removilizado durante la fase transgresiva. La base de esta unidad es una superficie erosiva sobre los materiales progradacionales infrayacentes.

Lumaquelas de macroforaminíferos. Se sitúan sobre las facies anteriores. Son capas muy poco potentes y discontinuas, formadas casi exclusivamente por restos de macroforaminíferos de plataforma abierta (*Nummulites* sp., *Operculina* sp., *Discocyclina* sp., *Aktinocyclus* sp., *Asterocyclina* sp.). Representan el máximo transgresivo, con una baja tasa de sedimentación (secciones condensadas). El techo de este nivel corresponde a la superficie de máxima inundación del ciclo transgresivo-regresivo.

Facies regresivas.-Se reconocen dos grupos de facies, arrecifes y deltas. Contrariamente a la interpretación dada por Barnolas *et al.* (1981 y 1985); en Barnolas *et al.* (1988) se incluyen los arrecifes dentro de las facies regresivas.

Arrecifes. Sobre las facies anteriormente descritas se encuentran abundantes parches arrecifales. Los organismos constructores son corales y algas rojas. Las dimensiones de estos parches arrecifales varían desde los pocos metros de espesor y anchura en las zonas más internas, hasta valores de orden kilométrico en extensión lateral y 40 m de espesor en las más externas. Se desarrollan sobre las superficies de máxima inundación. La muerte del arrecife se produce por la llegada de aportes deltaicos.

Deltas. Incluyen facies de prodelta (19) y de frente deltaico (20). Las facies de prodelta son margas (Margas de Vespella) con abundantes horizontes faunísticos que incluyen desde gasterópodos salobres a bivalvos, ostreidos, corales individuales, serpúlidos, *Dentalium* sp. etc. Las facies de frente deltaico corresponden a barras de desembocadura, que se caracterizan por secuencias negativas que distalmente son cada vez más bioturbadas y de grano más fino, hasta diluirse en las facies de prodelta.

En posiciones más septentrionales (al norte del anticlinal de Bellmunt), las facies de los dos sistemas principales evolucionan a facies de llanura deltaica (22), en las que se reconocen canales distributarios, lóbulos de crevasse y otros sedimentos de llanura de inundación.

A grandes rasgos, las partes más proximales de esta unidad se sitúan hacia el norte. Hacia el oeste, en la Hoja adyacente de Berga (293), se observa como existe además una componente oeste en la proximalidad de los materiales, que o bien es debida a una tendencia particular del sistema en este sector, o es producto del paso lateral entre un lóbulo de abanico deltaico a un área interlóbulo (Mató *et al.*, 1991).

1.2.11. Areniscas, limos y arcillas rojas del sistema aluvial inferior de Berga (23).

El Sistema Aluvial de Berga representa el inicio de un ciclo sedimentario que supone el cambio a unas condiciones de sedimentación endorreica en este sector de la cuenca. Estaría incluido en la parte basal de la Secuencia de Solsona de Puigdefàbregas *et al.*, (1986), y en el inicio del Ciclo Sedimentario III de Mató y Saula, (1991).

Dentro del Sistema Aluvial de Berga se han distinguido tres episodios progradacionales, denominados Sistema Aluvial inferior, Sistema Aluvial medio y Sistema Aluvial superior de Berga (Mató *et al.*, 1991). Este aparato aluvial ocupa la mayor parte de la adyacente Hoja de Berga (293). En esta Hoja se encuentran únicamente representadas las partes más distales del Sistema aluvial inferior de Berga, aflorante en una franja al oeste de la Hoja, a ambos flancos del anticlinal de Bellmunt (fig. 1).

Los materiales se componen de una alternancia de areniscas y lutitas rojas, con breves intercalaciones conglomeráticas.

No se observa la tendencia estrato y granocreciente que caracteriza este episodio progradacional en la Hoja de Berga (Mató *et al.*, 1993). Esto se debe a que la serie de materiales del Sistema aluvial inferior aparece incompleta -afloran 150 m de un total calculado de 350 para el mismo sector en la Hoja de Berga (293)-, y en facies muy distales.

El límite basal está representado por una discordancia angular de gran continuidad lateral, que marca un cambio brusco a escala regional entre los sistemas sedimentarios marinos inferiores y la sedimentación totalmente continental de las unidades suprayacentes. En los lugares donde no existe discordancia angular y las facies infrayacentes también están representadas por conglomerados, areniscas y lutitas rojas, el límite es de difícil caracterización, aunque puede distinguirse el cambio por la litología de los cantos en las capas de conglomerados. Estos son predominantemente calcáreos y sin prácticamente contenido granítico en las unidades infrayacentes, mientras que en el Sistema aluvial inferior de Berga (23) el contenido es más poligénico, existiendo entre un 25 y un 30% de cantos de granito. Este porcentaje se refleja también en el contenido más feldespático de las areniscas. Estos sedimentos son los depósitos terciarios estratigráficamente más altos que aparecen en la Hoja.

En cuanto a la distribución de las facies, hay un claro predominio de los tramos lutíticos, con intercalaciones de capas areniscosas de potencia decimétrica y métrica. Ocasionalmente aparecen intercalaciones de conglomerados, menos abundantes cuanto más al sur nos desplazamos. Los niveles areniscosos de espesor superior a los 0.5 m tienen base erosiva generalmente canaliforme y pueden observarse laminaciones cruzadas planares y en surco. Los niveles areniscosos inferiores a los 0.5 m de espesor tienen por lo general base plana y erosiva, siendo de gran continuidad lateral. Normalmente están bioturbados y en ocasiones forman secuencias grano y estratocrecientes correspondientes a lóbulos de desbordamiento.

Estos materiales se depositaron en un ambiente de orla aluvial distal, dentro de un sistema fluvio-aluvial tipo braided.

1.3. CUATERNARIO

Las formaciones superficiales aparecen en la Hoja relacionadas con la red de drenaje (terrazas fluviales y depósitos aluviales), al pie de relieves importantes (glacis y derrubios de vertiente) así como acumulaciones de limos coluviales con componentes aluviales en las cabeceras de los valles. La depresión d'En Bas presenta un relleno lacustre propiciado, como se avanzaba, por la obturación del valle del Fluvià por las coladas volcánicas cuaternarias.

Los depósitos de terraza aparecen representados en los ríos Fluvià y Ter. En el caso del río Fluvià la dinámica acrecional, propiciada por el obturamiento del valle aguas abajo de la depresión d'En Bas, ha impedido la formación de terrazas escalonadas identificándose exclusivamente el nivel más reciente que recubre parcialmente depósitos de tipo lacustre.

El río Ter por su parte presenta un sistema de terrazas escalonadas bien desarrollado. En la zona meridional de la Hoja pueden identificarse hasta cuatro niveles de terraza (T IV +80 m, T III +40 m, T2 +10-15 m, y T I +2-4 m). Aguas arriba de la población de Manlleu el sistema se halla peor representado apareciendo solo los niveles inferiores (T II y T I).

1.3.1. Pleistoceno

– Gravas, arenas y limos (nivel IV Río Ter) (24)

Corresponde al nivel más elevado del río Ter (+ 80 m) identificado en la Hoja. Está compuesto por gravas de procedencia pirenaica. En ocasiones puede incluir lentejones de arenas. La potencia puede superar los 10 m ocasionalmente.

– Gravas, arenas y limos (nivel III Río Ter) (25)

Gravas de procedencia pirenaica alternantes con lentejones discretos de arenas recubiertas por un paquete de limos. Es el registro del nivel (+ 40 m) del río Ter identificado en la Hoja. La potencia puede alcanzar los 17 m ocasionalmente.

– Gravas, arenas y limos (nivel II Río Ter) (26)

El nivel (+ 10,15 m) del río Ter está compuesto por gravas de procedencia pirenaica presentando características similares a los dos anteriores. La potencia puede alcanzar los 7 m ocasionalmente.

1.3.2. Holoceno

– Gravas, arenas y limos (terrazas bajas T I y cauces actuales) (27)

El nivel de terraza baja (+2-4 m) y aluvial actual está representado en los ríos Fluvià y Ter. El material acumulado responde a gravas de procedencia pirenaica en el caso del Ter o bien materiales procedentes del desmantelamiento de unidades terciarias con presencia de cantos de origen volcánico en el caso del Fluvià, en ambos casos la composición de los niveles puede incluir lentejones de arenas. Asimismo la terraza baja puede presentar un espesor considerable (superior al m) de materiales finos atribuibles a depósitos de llanura de inundación.

– Gravas, arenas y limos (conos de deyección) (28)

Estos depósitos se hallan representados en la Vall d'En Bas vinculados a los relieves que la limitan por el oeste.

– Limos oscuros orgánicos (Lacustre de la Vall d'En Bas) (29)

Los depósitos lacustres de la Hoja de Manlleu se sitúan en la esquina noreste de la misma.

En la Pinya, Vall d'En Bas, se realizó un sondeo de 10 m de profundidad donde se efectuaron análisis polínicos. El Pla de la Pinya representa la superficie de un antiguo lago que se produjo por la obstrucción del río Fluvià por una colada del volcán Croscat data-

da de 17.000 BP (Guerin *et al.*, 1.985). Los materiales perforados están constituidos por una alternancia de sedimentos arcillosos oscuros con arenas finas y diversos niveles turbosos. En la base se encuentran gravas y arenas gruesas fluviales (Mallarach, *et al.*, 1.986).

– Bloques y cantos con matriz arcillosa (depósitos de vertiente y glacis) (30)

Se trata de acumulaciones de cantos angulosos y subangulosos de clara influencia coluvial formando mantos al pie de relieves. En algunos casos pasan lateralmente a niveles de terraza como es el caso del río Ges en el tramo comprendido entre Sant Pere de Torelló y Manlleu.

– Limos con cantos dispersos (depósitos de fondo de valle) (31)

Este tipo de depósito se halla muy extendido en la mitad meridional de la Hoja. Consiste en acumulaciones situadas en cabeceras de valle abiertas y coalescentes, con fondos de valle en cuna en la mayor parte de los casos. El material acumulado consiste en limos con presencia de cantos dispersos producto de la evolución de los relieves circundantes gracias a la asistencia de la arroyada difusa.

2. TECTÓNICA

La Hoja de Manlleu se corresponde casi en su totalidad con el dominio estructural de la cuenca de antepaís del Ebro.

La estructura del antepaís está caracterizada por un conjunto de pliegues y cabalgamientos que afectan a la serie sedimentaria de edad Eoceno medio y superior, depositada sintectónicamente. El límite septentrional del antepaís plegado es el cabalgamiento de Vallfogona, que aflora en el extremo noroeste de la Hoja, separando a los materiales del antepaís de los del manto del Cadí (fig. 4). La estructura más meridional del antepaís plegado es el anticlinal de Bellmunt, en continuidad con los sedimentos subhorizontales de la cuenca del Ebro (fig. 1). El conjunto de fallas normales de Amer corta al sistema de pliegues y cabalgamientos en el sector oriental de la Hoja.

2.1. ESTRUCTURA COMPRESIVA

El sistema de pliegues y cabalgamientos puede dividirse en dos, atendiendo a su posición geográfica y a la edad de los materiales que deforma. El primer conjunto corresponde a las estructuras más septentrionales, las cuales involucran principalmente a los sedimentos de edad Eoceno medio (Formaciones Bellmunt y Bracons). El segundo conjunto, situado al sur del primero, afecta a todo el grueso de los sedimentos eocenos representados en la Hoja. Esta clasificación es la misma que la adoptada para la Hoja de Berga (Mató *et al.*, 1993).

2.1.1. Estructuras septentrionales

El primer conjunto de estructuras está limitado por el cabalgamiento de Vallfogona al norte y por el cabalgamiento de l'Abocador al sur. Consiste en un sistema de pliegues y cabalgamientos de dirección WSW-ENE que forman una estrecha banda aflorante en el margen noroccidental de la Hoja, con una extensión lateral que supera el ámbito de la misma. En la parte occidental dominan los cabalgamientos, los cuales se entroncan hacia el oeste tanto con el cabalgamiento de Vallfogona, situado en su bloque superior, como con el de l'Abocador, situado en su bloque inferior (Hoja de Berga; Mató *et al.*, 1993). Este sistema de cabalgamientos pasa hacia el ENE a un conjunto mayoritario de pliegues, que se amortigua y queda fosilizado, en parte por una discordancia existente dentro de la Fm. Bellmunt, en parte por la discordancia basal de la unidad Puigsacalm inferior (Hoja de Ripoll; Vergés *et al.*, 1993). Las estructuras de este primer conjunto se observan en el corte II-II'. La traza cartográfica rectilínea de los cabalgamientos sugiere un ángulo elevado del plano de los mismos, por lo menos en su parte más superior.

2.1.2. Estructuras meridionales

El conjunto de estructuras meridionales se sitúa al sur del cabalgamiento de l'Abocador, distinguiéndose a grandes rasgos una disposición que, de norte a sur, incluye: una zona antiformal, una zona sinformal y otra zona antiformal, ya en contacto con el antepaís

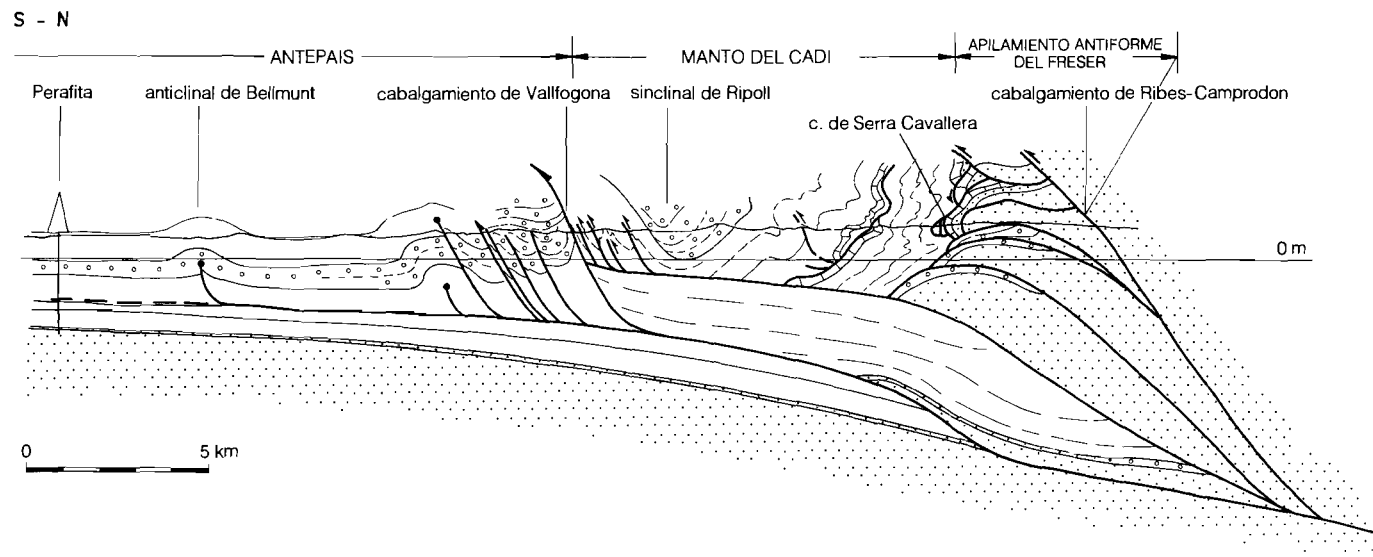


Fig. 4 - Corte N-S de síntesis próximo a la transversal del río Freser. Según Muñoz en la Hoja de Ripoll (Muñoz *et al.*, 1993).

indeformado (fig. 4). Las tres zonas se continúan hacia el este en la Hoja adyacente de Berga (Mató *et al.*, 1993). Las estructuras descritas a continuación son, de norte a sur: el cabalgamiento de l'Abocador, el antiforme de Alpens-l'Escala, la estructura de Berga-Sora-La Farga, el sinclinal de Vidrà y el anticlinal de Bellmunt (fig. 1).

– El cabalgamiento de l'Abocador

El cabalgamiento de l'Abocador, descrito en el km 99.5 de la carretera de Barcelona a Ripoll por Muñoz *et al.*, (1988), tiene continuidad a lo largo de toda la Hoja de Manlleu. Los sedimentos situados en los bloques superior e inferior del mismo presentan facies muy distintas; sin embargo, el salto deducido de las relaciones de corte de niveles estratigráficos idénticos indica un desplazamiento relativamente pequeño, de un mínimo de 800 m en su parte más inferior, y un desplazamiento mucho más reducido (de orden decamétrico) en su parte frontal. Estos datos indican que el cabalgamiento ha progresado aprovechando la zona del cambio lateral de facies. El tramo de la traza del cabalgamiento con una dirección E-W, corresponde a un rellano situado entre las areniscas finas de la unidad Puigsacalm superior (12) en el bloque inferior y las margas y areniscas (14) de la misma unidad en el bloque superior. Los tramos de traza oblicua -con dirección NW-SE y SW-NE respectivamente-, corresponden a zonas de rampa, en las que el desplazamiento es superior (cortes II-II' y IV-IV'). Los sedimentos del Eoceno superior, que afloran en su bloque superior discordantemente sobre los del Eoceno medio, muestran una estructura sinclinal muy amplia, que se continúa septentrionalmente en la Hoja de Ripoll (Vergés *et al.*, 1993). El cabalgamiento de l'Abocador se entronca hacia el oeste con el cabalgamiento de Valfogona (Hoja de Berga; Mató *et al.*, 1993). Hacia el este es cortado por el sistema de fallas de Amer, quedando finalmente cubierto por los depósitos volcánicos cuaternarios de la región de Olot, ya en la Hoja de Ripoll (Vergés *et al.*, 1993).

– El antiforme de Alpens - l'Escala

Al sur del cabalgamiento de l'Abocador se desarrolla la estructura antiformal de Alpens-l'Escala, consistente en un conjunto de pliegues muy apretados de dirección E-W. Está limitada meridionalmente en la Hoja de Manlleu por la estructura oblicua de Berga-Sora-La Farga. En la Hoja de Berga (Mató *et al.*, 1993), este antiforme se encuentra fosilizado por una discordancia en el sector central del mapa. El antiforme de Alpens-l'Escala se localiza en el bloque inferior del cabalgamiento de l'Abocador, que lo corta por el este, y adquiere importancia hacia el oeste en la Hoja de Berga (Mató *et al.*, 1993). Pueden diferenciarse dos estructuras principales que componen el antiforme en la Hoja de Manlleu y que están en continuidad entre sí: el anticlinal de l'Escala, en la zona del río Ter, y el anticlinal de Alpens, con una estructura similar y que se manifiesta principalmente en la Hoja de Berga (Mató *et al.*, 1993). El anticlinal de l'Escala se desarrolla por encima de un cabalgamiento ciego, observable en el corte de la vía del tren que atraviesa su núcleo cerca del río Ter. En este corte se pone de manifiesto como los sedimentos continentales de la Formación Bellmunt (8) están deformados por estructuras relacionadas con la zona de cabalgamiento y presentan esquistosidad relacionada con el mismo; sin embargo, los materiales suprayacentes de la unidad Puigsacalm superior (10) muestran únicamente una culminación anticlinal (Muñoz *et al.*, 1988).

– La estructura de Berga - Sora - La Farga

Se trata de una estructura compleja y de gran continuidad lateral (fig. 1). Involucra a los sedimentos terciarios más modernos aflorantes en esta Hoja y en la adyacente Hoja de Berga (Mató *et al.*, 1993), en la que la estructura tiene gran continuidad por el oeste. En la Hoja de Manlleu se observa como, de este a oeste, esta estructura evoluciona desde un pliegue anticlinal laxo (corte IV-IV') a un cabalgamiento (corte I-I'). El sistema de fallas de Amer y los depósitos cuaternarios de la Vall d'en Bas limitan el anticlinal por el este. En los cortes centrales (II-II' y III-III') el plano axial del anticlinal se encuentra desplazado hacia el sur de la cúpula anticlinal, provocando una inflexión que verticaliza su flanco sur. En el mismo flanco sur se desarrolla a continuación una inflexión sinclinal, que provoca también un fuerte cambio en el buzamiento de las capas. El anticlinal evoluciona al oeste del río Ter a cabalgamiento (corte I-I'), reconociéndose en su parte frontal una escama aislada por dos planos de cabalgamiento (lámina cabalgante). El cabalgamiento basal sigue la traza del plano axial de la inflexión sinclinal, mientras que el cabalgamiento superior, con el que se entronca, deriva de la inflexión anticlinal. En la región de Sora (corte I-I'), se ha calculado un salto de 1.300 m para el cabalgamiento, considerando el salto existente del límite inferior de la unidad Sistema Aluvial inferior de Berga (23) entre ambos bloques. En la Hoja de Manlleu, esta estructura constituye el límite sur del antiforme septentrional, y el límite norte del sinforme central.

– El sinclinal de Vidrà

La zona antiformal septentrional y la zona antiformal meridional delimitan una parte central con una disposición sinclinal en cofre, con flancos inclinados y fondo amplio y plano o suavemente plegado. El conjunto de estructuras del núcleo es más laxo hacia el este (corte IV-IV'), reconociéndose en la zona de Vidrà una única estructura sinclinal. Esta queda atenuada en las cercanías del sistema de fallas de Amer. Al oeste de la Hoja, en el corte del río Ter (corte II-II'), aparece en el núcleo del sinclinal un anticlinal muy laxo con buzamiento axial al oeste. Al este evoluciona a un pequeño cabalgamiento de salto decamétrico, que puede observarse en el km 2 de la carretera de Sant Quirze de Besora a Santa Mª de Besora.

– El anticlinal de Bellmunt

El anticlinal de Bellmunt es la estructura más meridional del antepaís plegado en este sector. Se reconoce en toda la Hoja de Manlleu, incluso al este del sistema de fallas de Amer, continuando hacia el este en la Hoja de Banyoles (Barnolas *et al.*, 1993). En el sector occidental, donde el eje anticlinal tiene un suave buzamiento hacia el oeste, el anticlinal de Bellmunt queda parcialmente fosilizado por el Sistema Aluvial inferior de Berga (23). Este hecho es particularmente visible en la adyacente Hoja de Berga (Mató *et al.*, 1993), donde aparece una inflexión anticlinal que deja de reconocerse en los sedimentos rojos del Sistema Aluvial inferior de Berga (23). Los materiales de la Fm. Bellmunt (8), aflorantes en el núcleo del anticlinal de Bellmunt, se encuentran afectados por un cabalgamiento que se amortigua hacia niveles más superiores (ver cortes).

En los afloramientos de la carretera N-152 puede observarse una incipiente esquistosidad subvertical en los sedimentos margosos. Los planos de estratificación muestran superficies de deslizamiento capa a capa, relacionadas con el desarrollo del anticlinal, y que deforman la esquistosidad (Muñoz *et al.*, 1988).

2.2. ESTRUCTURA DISTENSIVA

En el sector oriental de la Hoja se reconocen tres grandes fallas con una dirección general NW-SE (fig. 1). Pertenecen a un sistema de fallas distensivas que afecta tanto al zócalo hercínico como a los sedimentos terciarios de la cuenca del Ebro (ver esquema regional, modificado de SGC 1989). El bloque hundido es el oriental en la mayoría de los casos. Las dos fallas suroccidentales se amortiguan claramente hacia el noroeste, mientras que la falla de Amer, que es la que muestra un mayor desarrollo en la Hoja, se amortigua en las cercanías del cabalgamiento de Vallfogona (Hoja de Ripoll; Vergés *et al.*, 1993). El hundimiento del bloque oriental de la falla de Amer condiciona la formación de la Vall d'en Bas, en parte cubierta por sedimentos cuaternarios. La disposición de las capas eocenas debajo de los sedimentos cuaternarios sugiere la existencia de una falla antitética localizada al este de la depresión, representada en el mapa en trazo discontinuo. Una transversal gravimétrica de dirección ENE-WSW a través de las fallas de Albanyà, Llémena y Amer indica el hundimiento de los bloques orientales en la falla de Albanya y Amer, mientras que las fallas situadas entre ambas (la de Llémena) tienen hundimiento del bloque occidental (Villarroya y Casas, 1985), lo que está de acuerdo con la interpretación propuesta para la pequeña falla situada al este de la de Amer. Los sedimentos aluviales y los depósitos volcánicos cuaternarios, con los que éstos se interstratifican, rellenan la depresión. El salto calculado en el segmento norte de la falla de Amer, mediante las relaciones de corte de los sedimentos terciarios, es de 600 m.

2.3. EDAD DE LAS ESTRUCTURAS

El conjunto de estructuras aflorante en la Hoja afecta a materiales más antiguos en posiciones septentrionales y a materiales más modernos hacia el sector meridional. Las estructuras septentrionales afectan a los sedimentos del Eoceno medio y quedan fosilizadas en parte por una discordancia localizada dentro de la Fm. Bellmunt (Eoceno medio) y en parte por una discordancia situada a la base de la unidad Puigsacalm inferior, de edad Bartonense (Hoja de Ripoll; Vergés *et al.*, 1993), por lo que el máximo desarrollo de estas estructuras se produjo durante el Luteciense superior. Las estructuras meridionales que forman el conjunto antiformal-sinforme-antiforme involucran los materiales marinos de edad Bartonense-Priabonense inferior, cuya deposición no se vio afectada por el desarrollo de las citadas estructuras. Estas quedan parcialmente fosilizadas por la discordancia basal de la unidad Sistema Aluvial inferior de Berga (23), hecho particularmente visible en la Hoja de Berga (Mató *et al.*, 1993). A partir de estas relaciones se deduce que la edad de desarrollo de las estructuras meridionales se inicia a partir del Priabonense inferior. Sin embargo, las discordancias aparecen plegadas por el continuo desarrollo de las mismas estructuras. La estructura de Berga-Sora-La Farga

corta el conjunto de materiales representados en esta Hoja y en la de Berga (Mató et al., 1993). Su edad de desarrollo es, por lo tanto, posterior a la edad de deposición de la unidad Sistema Aluvial superior de Berga (Hoja de Berga; Mató et al., 1993), atribuible al Oligoceno. La deformación continuada de las estructuras dificulta la deducción de la secuencia de propagación de la deformación, aunque ésta parece efectuarse, a grandes rasgos, de norte a sur. Sin embargo, el cabalgamiento de Vallfogona y la estructura de Berga-Sora-La Farga funcionan claramente como cabalgamientos fuera de secuencia dentro de un sistema general en secuencia, es decir, propagándose hacia el antepaís. La falla de Amer, perteneciente al sistema de fallas de edad neógena, es activa durante la deposición del Cuaternario. Datos sobre el inicio de la deformación no se observan en la Hoja de Manlleu, pero la falla no controló la sedimentación de los sedimentos de edad Bartonense superior, cortados por la misma.

2.4. ESTILO TECTÓNICO. NIVEL DE DESPEGUE DEL SISTEMA

El conjunto de cabalgamientos que afecta a los materiales del antepaís constituye un sistema imbricado de cabalgamientos conectados en profundidad (ver cortes geológicos). El cabalgamiento inferior del sistema corresponde al cabalgamiento basal del sistema pirenaico, localizado en los materiales evaporíticos de la Fm. Vallfogona (Gich, 1972), no aflorantes en la Hoja. Los materiales evaporíticos se acuñan en dirección sur, puesto que no son cortados en los sondeos meridionales de Perafita (IGME, 1987; corte II-II') y Jabalí (IGME, 1987; Hoja de Berga; 293). Estos sondeos cortan a las margas de la Fm. Banyoles (Ríos y Masachs, 1953), situadas entre las calizas del Eoceno inferior y medio y las areniscas y margas de la Fm. Bracons (Gich, 1972), y por tanto en la misma posición estratigráfica que las evaporitas de Vallfogona. Esto sugiere que la continuación del cabalgamiento basal del sistema se sitúa, hacia el sur, en los niveles margosos de la Fm. Banyoles (Ríos y Masachs, 1953), como se observa en los cortes geológicos.

La existencia de este nivel de despegue basal condicionó que los pliegues se formasen probablemente como pliegues despegados o bien como pliegues cabalgados. Algunos de estos cabalgamientos adquieren importancia y pueden llegar a ser emergentes.

El conjunto de materiales evaporíticos de la Fm. Vallfogona (Gich, 1972) actúa como un buen nivel de despegue durante el emplazamiento de los mantos pirenaicos, controlando en parte su geometría (Martínez et al., 1989). Así, el cabalgamiento de Vallfogona (cabalgamiento basal del manto del Cadí) está situado sobre las evaporitas de la Fm. Vallfogona (Gich, 1972), y la terminación oriental del manto del Cadí está claramente controlada por el acuñamiento de los materiales evaporíticos en la zona del sistema de fallas de Albanyà (Hoja de Olot; Martínez et al., 1993).

La continuación del sistema de cabalgamientos hacia el antepaís se efectúa mediante un despegue basal localizado en la parte inferior de las evaporitas de la Fm. Vallfogona (Gich, 1972). El conjunto de pliegues y cabalgamientos del antepaís, con una dirección general E-W, coincide con la distribución en profundidad de los materiales evaporíticos de la Fm. Vallfogona (Vergés et al., 1991).

Las reactivaciones o bien los movimientos tardíos tanto del cabalgamiento de Vallfogona como de la estructura de Berga-Sora-La Farga, con una dirección ENE-WSW ligeramente oblicua a las de dirección E-W, se ha producido utilizando siempre el mismo nivel de despegue basal localizado en la parte inferior de las evaporitas.

El sinclinal de Prats (Hoja de Berga; Mató *et al.*, 1993) tiene una dirección WNW-ESE, paralela a la dirección del anticlinal de Puigreig. Este ha sido interpretado como un anticlinal situado encima de la rampa mediante la cual el cabalgamiento basal pirenaico sube de nivel estructural desde los yesos de Vallfogona o bien equivalentes hasta las sales de la Fm. Cardona (Vergés *et al.*, 1991). La dirección WNW-ESE coincide con la dirección del margen septentrional del depocentro de las sales de Cardona.

3. GEOMORFOLOGÍA

La Hoja de Manlleu está dominada en su práctica totalidad por relieves de tipo estructural existiendo una estrecha relación entre las formas del relieve y el grado de complejidad de las estructuras tectónicas. Estas están representadas en la Hoja por ejes sinclinales y anticlinales caracterizando la morfología de la mitad septentrional de la Hoja. El relieve refleja en su conjunto las directrices estructurales de la zona. Así pues, los ejes de plegamiento de dirección E-W controlan la dirección de las principales macroformas. Es frecuente identificar formas propias de los relieves estructurales como «cluses», «combes», «chevrans» y relieves en cuevas. Las líneas de capa son frecuentes, predominantemente en la zona ocupada por el antepaís plegado. Las macroformas más representativas responden a las estructuras anteriormente citadas del anticlinal de Manlleu y sinclinal de Vidrà. Estos muestran un claro ejemplo de relieve invertido en el sentido que el anticlinal aparece vaciado en su núcleo, conservándose la terminación periclinal en las inmediaciones de Sant Quirze de Besora, y el sinclinal es un claro ejemplo de sinclinal colgado. Las alternancias de materiales de diferente composición han propiciado la acción de la erosión diferencial y el recubrimiento es escaso traduciéndose en la existencia de suelos poco desarrollados y desarrollo de canchales al pie de los escarpes más importantes. Las zonas ocupadas por materiales calizos que aparecen en la parte más septentrional de la Hoja muestran signos evidentes de desarrollo cárstico tales como extensas zonas de lapiazes.

La mitad más meridional de la Hoja presenta un relieve con un claro control litológico. La presencia de litologías deleznales como es el caso de las margas de Manlleu a propiciado la existencia de múltiples áreas con desarrollo de «Bad-lands» o relieves acarca-vados. El control litológico se hace patente a toda la mitad meridional de la Hoja presentando una red de drenaje muy densa. La existencia de capas duras alternantes con las facies más deleznales ocasiona la presencia de «mesas» o relieves tabulares, comúnmente limitados por escarpes, como el caso de la sierra de Cabrera al norte de Cantonigrós, producto de la erosión diferencial.

El extremo noreste de la Hoja presenta características diferentes. Se observa claramente la presencia de una depresión recubierta y rellena por materiales cuaternarios. Se trata de la depresión d'En Bas. Esta se halla limitada estructuralmente en su margen oeste por la falla de Amer de dirección NW-SE, estructura de gran continuidad perteneciente a uno de los conjuntos de fracturas que a partir del Oligoceno compartimentan el prelitoral catalán en sendas fosas tectónicas. La actividad postneógena de la falla de Amer parece ser la responsable de formas afacetadas observables en los materiales terciarios afectados por la misma, así como de una de las dos crisis sísmicas destructoras que afectaron la zona en el siglo XV, concretamente la registrada los días 15 de Marzo de 1427 y posiblemente el 15 de Mayo del mismo año.

En el margen oriental de la depresión d'En Bas aparece parcialmente representada la famosa zona volcánica de Olot caracterizada por el alto grado de conservación de sus volcanes de edad cuaternaria, constituyendo uno de los enclaves volcánicos más característicos de la Península junto a los de Cabo de Gata.

Las relaciones entre las diferentes coladas volcánicas y los depósitos pliocuaternarios y cuaternarios son de una importancia extrema a la hora de comprender la evolución

geológica reciente de la zona. En el caso que nos ocupa la obturación del vecino valle del Fluvià (Hoja de Olot) por las coladas volcánicas habría propiciado el relleno lacustre de la depresión d'En Bas.

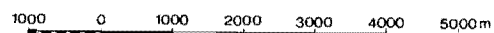
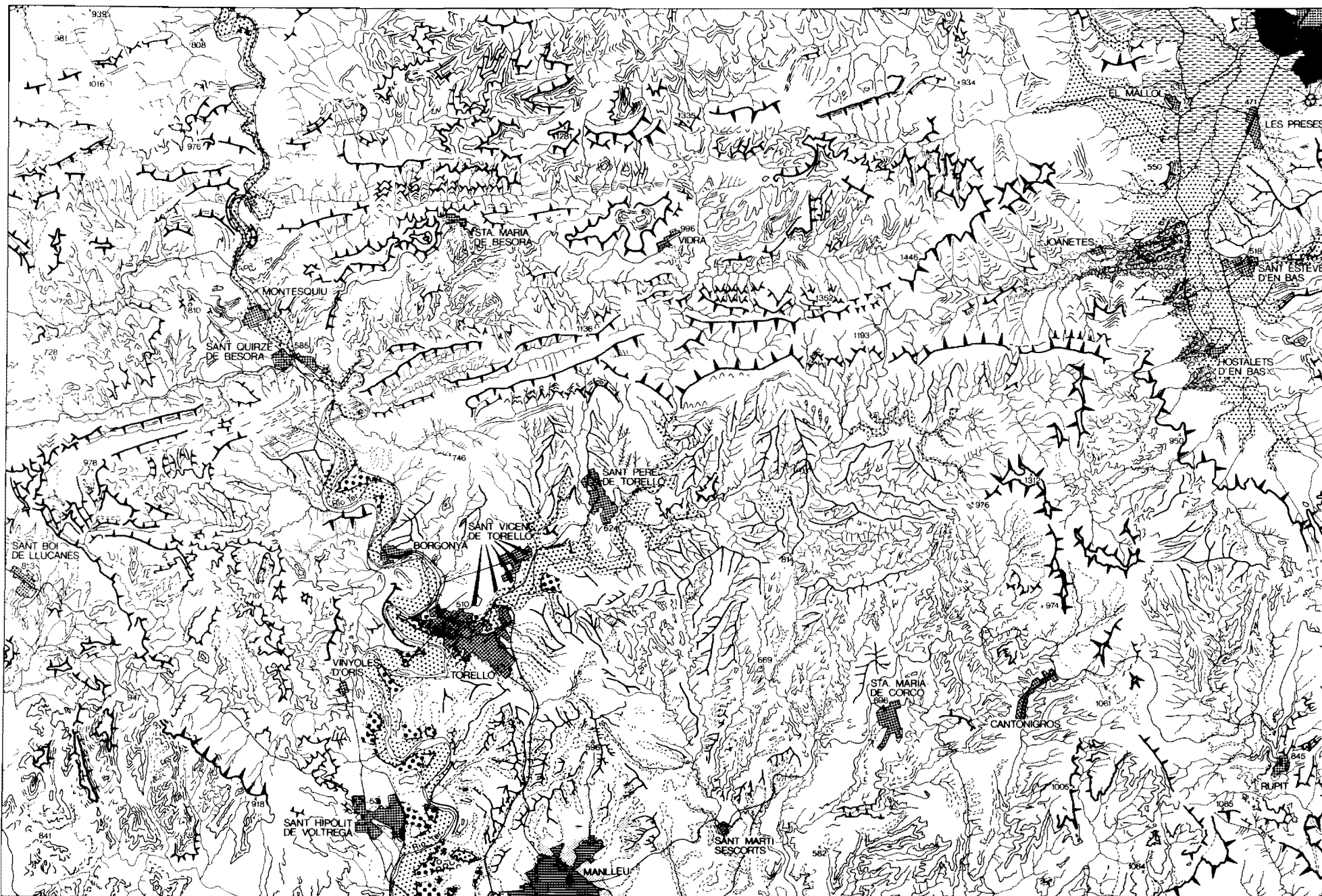
La Hoja de Manlleu comprende en su extremo suroccidental una pequeña área dominada por relieves de tipo volcánico. Se identifica un edificio volcánico correspondiente al volcán El Racó.

Las formas volcánicas no se reducen solo a la presencia del cono y su cráter pudiéndose identificar otras formas típicas del paisaje volcánico tales como superficies rugosas y escoriáceas de coladas, intumescencias tumularias, resaltes y escarpes de colada.

La morfología de la superficie de las coladas es dependiente de la viscosidad de la lava, las rupturas de pendiente existentes en el recorrido de la colada y el tiempo de enfriamiento de la misma.

La esquina sureste de la Hoja presenta sendos escarpes desarrollados sobre materiales terciarios competentes, marcando el límite de extensión de la cobertera terciaria.

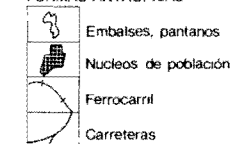
La red de drenaje del área cubierta por la Hoja pertenece a dos cuencas fluviales, la perteneciente al Ter, principal eje de drenaje de la zona y la perteneciente al Fluvià ocupando este el eje de la depresión d'En Bas. El caso del Ter es un buen ejemplo de curso resecaente, cortando transversalmente de norte a sur los relieves estructurales del anticlinal de Bellmunt y sinclinal de Vidrà entre otros. Como en el caso de otros cursos fluviales pirenaicos (Segre, Noguera Ribagorçana, Noguera Pallaresa, Cinca, etc.) el carácter resecaente del río Ter puede ser debido a fenómenos de antecedenencia.



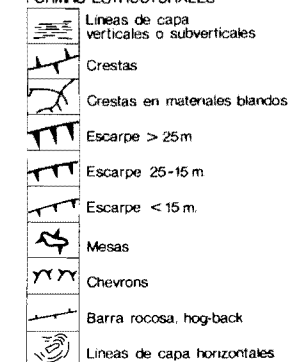
JOAN ESCUER SOLÉ
SERVEI GEOLOGIC DE CATALUNYA

2. FORMAS

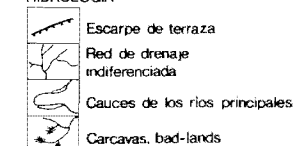
FORMAS ANTROPICAS



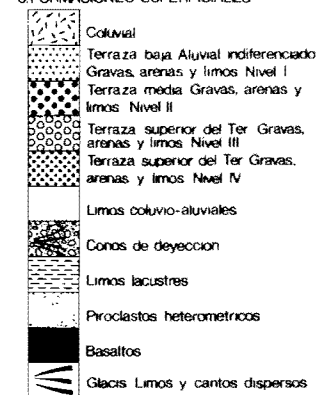
FORMAS ESTRUCTURALES



HIDROLOGIA



3. FORMACIONES SUPERFICIALES



4. PETROLOGÍA

4.1. ROCAS VOLCÁNICAS

4.1.1. Lavas basaníticas con leucita intersticial (1)

Tanto las basanitas como los basaltos presentan textura porfídica y matriz hipocristalina o microcristalina, y sus constituyentes esenciales son el clinopiroxeno, olivino, plagioclasa y relegados a la matriz, aunque en algunos casos de basanitas ss, la plagioclasa puede encontrarse también como microfenocristal.

Los fenocristales de clinopiroxeno son idiomorfos-subidiomorfos y frecuentemente están zonados. Los fenocristales de olivino son idiomorfos-subidiomorfos, aunque han perdido éste carácter por estar parcialmente corroídos. Los cristales de plagioclasa tienen hábito prismático y están maclados. El resto de minerales solo aparece en la matriz de manera intersticial e irregular.

Los caracteres petrológicos de los basaltos y basanitas del noreste de España sugieren que el olivino, el clinopiroxeno y la titanomagnetita son los únicos minerales que pueden haber jugado un papel importante en la diferenciación de los magmas correspondientes. Las lavas de la Garrotxa han derivado de una manto composicionalmente uniforme.

4.1.2. Rocas piroclásticas básicas. Piroclastos heterométricos (2)

Los conos volcánicos estrombolianos olotinos están constituidos por acumulaciones de escorias, bombas y «lapilli» intercaladas. En la presente Hoja se identifica un edificio volcánico correspondiente al volcán El Racó. Este cono presenta un cráter con una altura de 75 m y un diámetro de 40 m. La morfología del cráter es circular.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

El borde nororiental de la cuenca de antepaís del Ebro está caracterizado por una serie sedimentaria eocena, depositada sintectónicamente, de más de 5.000 m de espesor. Comprende, a grandes rasgos, diversos sistemas detríticos groseros cuyas partes más proximales se sitúan al norte y al este. El depocentro de estos abanicos aluviales y deltaicos migró hacia el sur a medida que la cuenca de antepaís se incorporaba a nuevas unidades tectónicas en una secuencia piggy-back (Puigdefàbregas et al., 1986).

El borde sur, asimismo activo tectónicamente, presenta una serie sedimentaria de espesor más reducido y de procedencia meridional. En el extremo sureste de la Hoja aflora la serie sedimentaria eocena correspondiente al borde suroriental de la cuenca. Incluye materiales del Eoceno inferior, medio y superior reposando directamente sobre el basamento Cambro-Ordovícico (3).

Utilizamos el término Ciclo Sedimentario para definir tres estadios evolutivos principales diferenciados en la sucesión estratigráfica. Los tres Ciclos Sedimentarios están limitados entre sí por dos importantes discordancias angulares y erosivas. Estas fosilizan sistemas de pliegues y cabalgamientos, conllevando asimismo importantes cambios en el medio sedimentario y en la paleogeografía.

5.1. CICLO SEDIMENTARIO I

El primer Ciclo Sedimentario está constituido por el conjunto de abanicos aluviales y sistemas fluviales de la Fm. Bellmunt (8), en continuidad con los abanicos deltaicos de la Fm. Bracons (7) relacionados distalmente con las margas prodeltaicas de la Fm. Banyoles y de la Fm. Coll de Malla (Clavell et al., 1970) (6). La Fm. Banyoles tiene su equivalente hacia el sur en las calizas de la Fm. Taveret (5). La edad de estas formaciones es Eoceno medio.

En el margen septentrional, las partes proximales del sistema se sitúan en general hacia el norte, aunque las estructuras tectónicas condicionaron fuertemente la paleogeografía a escala local.

El Ciclo I es contemporáneo con la formación de las estructuras septentrionales, descritas en el capítulo de tectónica. Algunos de los pliegues de este conjunto de estructuras aparecen fosilizados por una discordancia localizada dentro de la Fm. Bellmunt (8), en la Hoja de Ripoll (Vergés et al., 1993). La discordancia se encuentra asimismo plegada, indicando la continuidad del proceso de deformación (fig. 5a). Este conjunto de estructuras quedó fosilizado por los materiales del Eoceno superior marino (Ciclo II).

5.2. CICLO SEDIMENTARIO II

El segundo Ciclo Sedimentario posee una gran complejidad interna y en él se puede diferenciar un episodio inferior y un episodio superior. Uno y otro tienen distinto significado dentro de la evolución general de la cuenca. Su edad incluye el Bartonense y parte del Priabonense. Este Ciclo Sedimentario está separado del primero por una

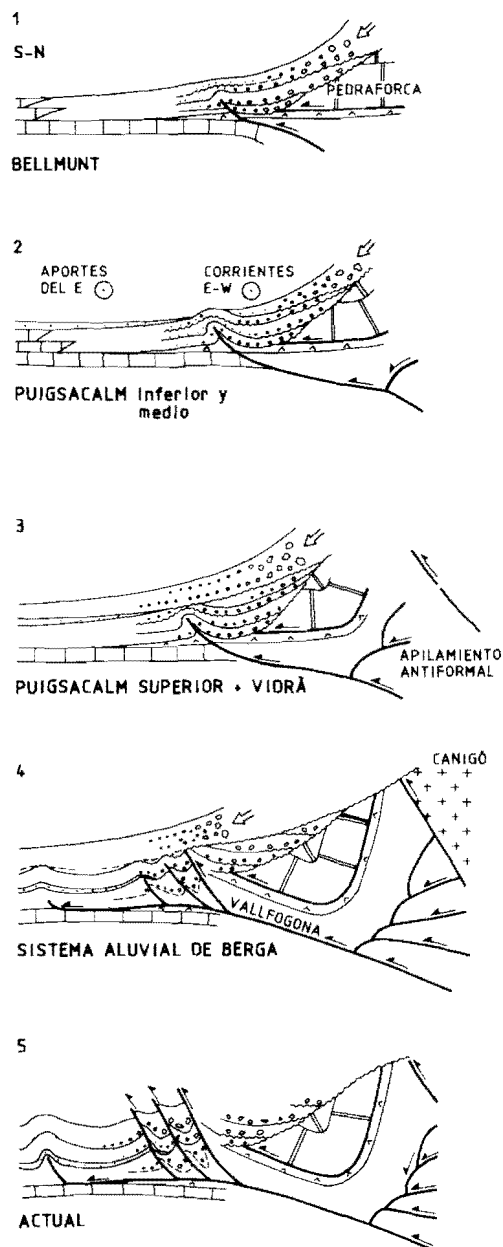


Fig. 5 - Representación esquemática de la evolución tecto-sedimentaria. Según Puigdefábregas *et al.* (1986).

importante discordancia angular y erosiva, presente únicamente en las posiciones más septentrionales del borde norte de la cuenca (Hoja de Ripoll; Vergés *et al.*, 1993).

El episodio inferior de este segundo ciclo está constituido por el evento transgresivo de la unidad Puigsacalm inferior (9, 10, 32, 35) y por la unidad Puigsacalm medio (11). Las Estructuras septentrionales constituyeron el borde septentrional de la cuenca durante la deposición de estas unidades. Dichas estructuras actuaron como un umbral, que limitó la cuenca principal de una cuenca desarrollada al norte, durante el estadio inicial de la formación del sinclinal de Ripoll (fig. 5b), restringiendo los aportes de procedencia septentrional. De esta manera, las series septentrionales de la cuenca principal están representadas por secciones condensadas de potencia reducida, que aumentan posteriormente su espesor hacia el sur. Los aportes septentrionales se depositaron en la cuenca sinclinal, en la que las paleocorrientes indican una evolución de los sistemas detríticos hacia el este (La Pobla de Lillet; Vergés *et al.*, 1993). Las unidades estratigráficas depositadas en la cuenca principal, representadas por facies deltaicas y de offshore, tienen una clara procedencia este (fig. 5b).

El umbral que limitaba el surco septentrionalmente dejó de actuar como tal durante la deposición del episodio superior del Ciclo. Esto fue debido en parte a la colmatación de la cuenca situada al norte del umbral por sedimentos detríticos groseros -que según Busquets (com. pers.) llegan hasta el Bartonense- y en parte, posiblemente, por la continuación del proceso de deformación del flanco norte del sinclinal de Ripoll (fig. 5c). A partir de este instante se deposita el episodio superior del segundo Ciclo Sedimentario, compuesto por sistemas detríticos groseros cuyas paleocorrientes indican la procedencia norte de los sedimentos, que ya no se ven afectados por el umbral.

El episodio superior del segundo Ciclo está representado por las unidades Puigsacalm superior (12, 13, 14, 15, 35), Vidrà inferior (16, 17, 18, 33) y Vidrà superior (19, 20, 21, 22).

Durante la sedimentación de la unidad Puigsacalm superior existe un fuerte aporte detrítico de procedencia septentrional en el margen norte de la cuenca sedimentaria, que produce una serie de abanicos deltaicos con una clara tendencia agradacional. Las partes distales de estos abanicos deltaicos se sitúan hacia el sur. En el margen suroriental, el equivalente a los abanicos deltaicos septentrionales corresponde a una plataforma mixta, en la que los sistemas detríticos no son tan groseros. Sus partes distales se depositaron hacia el oeste y noroeste.

Las unidades Vidrà inferior y Vidrà superior están constituidas por abanicos deltaicos con una clara tendencia progradacional, cuyas partes proximales se sitúan al norte y al este. Su edad es Bartonense-Priabonense inferior (Barnolas *et al.*, 1988). Son las últimas unidades depositadas en un contexto marino en este sector. En posiciones más centrales de la cuenca, el fin de la sedimentación marina está representado por la deposición de las evaporitas de Cardona.

El conjunto de estructuras meridionales empezó a desarrollarse con posterioridad a la deposición de los materiales del Ciclo II, aprovechando el nivel de despegue de las eva-

poritas de la Fm. Vallfogona, de Gich (1972). Puigdefàbregas *et al.* (1986) asocian la deposición de los yesos de Cardona con el movimiento del cabalgamiento de Vallfogona a lo largo de un rellano situado en el mismo nivel de despegue de los yesos de Vallfogona. Este conjunto de estructuras quedó fosilizado en parte por la discordancia basal del Sistema Aluvial de Berga (fig. 5d).

5.3. CICLO SEDIMENTARIO III

Los materiales del tercer Ciclo Sedimentario están representados por el Sistema Aluvial de Berga (23), que fosiliza parcialmente el conjunto de estructuras meridionales (fig. 5d). A su vez, se ve afectado por el emplazamiento del cabalgamiento de Vallfogona, provocando una discordancia progresiva a la base del Sistema Aluvial de Berga (Mató y Saula, 1991), aunque este cabalgamiento continuó progresando posteriormente.

El Sistema Aluvial de Berga está constituido por tres episodios progradacionales que se superponen en el espacio y en el tiempo, y se depositaron en una cuenca endorreica (Saula y Mató, 1989). La aparición de un elevado porcentaje de cantos de composición granítica en la serie sedimentaria, induce a relacionar el desarrollo del sistema aluvial con el emplazamiento de la unidad del Canigó (fig. 5d), que es la primera en elevar a la superficie sinorogénica el basamento granítico (Puigdefàbregas *et al.*, 1986). Con posterioridad a la sedimentación del Sistema Aluvial de Berga, continuó la deformación de las estructuras meridionales. Sincrónicamente, el cabalgamiento de Vallfogona y la estructura de Berga-Sora-La Farga (fig. 1) cortaron la serie sedimentaria terciaria aflorante en la Hoja (fig. 5e).

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA.

6.1. MINERÍA Y CANTERAS.

6.1.1. Minería

Las únicas actividades mineras en esta Hoja se limitan a unas pocas minas de lignitos, de escasa importancia y totalmente abandonadas en la actualidad. Estas antiguas explotaciones se sitúan en el terciario continental (Fm. Artés; Sistema Aluvial inferior de Berga) (23), en los municipios de Sant Agustí de Lluçanès y de Sant Boi de Lluçanès (Mines de Can Bertrands y Mines del Vilà).

6.1.2. Canteras

Los áridos naturales son las únicas explotaciones activas de la Hoja. Se localizan de forma exclusiva en las terrazas del río Ter (24, 25, 26), donde son muy abundantes pero con volúmenes de extracción pequeños.

Otros materiales que habían sido objeto de explotación son las calizas y las areniscas eocenas, pero actualmente o están abandonadas, o su explotación es ocasional.

6.2. HIDROGEOLOGÍA.

La Hoja de Manlleu se encuentra casi en su totalidad dentro de la cuenca del río Ter, exceptuando la esquina superior derecha que se sitúa en la cuenca del río Fluvià.

6.2.1. Cuenca del río Ter

No se identifican acuíferos de importancia en el conjunto de materiales eocenos. Estos se limitan a niveles areniscos o calizos dispersos y de escasa importancia. Sin embargo, en el sector meridional de la Hoja, en el conjunto de areniscas finas (10, 11 y 12) aflorante en la Plana de Vic, la explotación de los recursos subterráneos es importante, aunque diversificada y sin explotaciones puntuales significativas.

El nivel más interesante desde la perspectiva hidrogeológica es la Formación Tavertet (5), pero su afloramiento en el ámbito de la Hoja es muy limitado. Los recursos de las calizas coralinas de la unidad Vidrà superior (21), potencialmente de interés, son muy escasos dada la elevada posición topográfica de sus afloramientos.

Los depósitos aluviales del río Ter (27) son depósitos poco potentes y muy discontinuos, cuya importancia radica en estar conectados hidráulicamente al río. Las zonas de máximo interés al respecto corresponden al sector de Sant Quirze de Besora y de Torelló, donde los depósitos alcanzan su máximo espesor.

6.2.2. Cuenca del río Fluvià

La cuenca del río Fluvià está representada en la Hoja de Manlleu por la cubeta de la Vall d'en Bas, que constituye parte de su cabecera. El antiguo valle fluvial fue invadido,

durante el Cuaternario, por sucesivas emisiones de lava de varios kilómetros de longitud. Estas obstruyeron valles colaterales o tributarios, dando lugar a la formación de lagos que se colmataron con depósitos fluvio-lacustres esencialmente detríticos. Las coladas de lava y depósitos piroclásticos quedaron cubiertos por aportes detríticos aluviales, fosilizados a su vez por nuevas coladas basálticas. La interdigitación de niveles detríticos muy permeables entre materiales volcánicos, unido a su posición respecto al nivel piezométrico regional, es de gran interés hidrogeológico.

Se reconocen en el sector tres unidades hidrogeológicas de interés: el aluvial del río Fluvià, los basaltos y piroclastos cuaternarios, y las areniscas y calizas eocenas (MOPU, 1985). El aluvial del río Fluvià comprende materiales detríticos fluviales del propio río y afluentes, considerados permeables; materiales fluviales intercalados entre coladas basálticas o piroclásticas, muy permeables; sedimentos detríticos groseros interestratificados con lutitas, depositados en un medio lacustre, y considerados permeables. Los depósitos basálticos son considerados permeables o moderadamente permeables, mientras que los depósitos piroclásticos se consideran muy permeables; es previsible una buena conexión hidráulica entre esta formación y el aluvial del río Fluvià cuando ambas formaciones están interestratificadas. Los materiales areniscosos eocenos presentan permeabilidades medias y bajas en su conjunto; únicamente las calizas nodulosas arrecifales (dentro de la unidad cartográfica 12) de la unidad Puigsacalm superior, aflorantes en los alrededores de Sant Esteve d'en Bas y cortadas por perforaciones, poseen una permeabilidad más elevada.

La cubeta aluvial constituye un acuífero libre sobre un sustrato relativamente impermeable, formado por las formaciones areniscosas y margosas eocenas. Su piezometría se adapta perfectamente a la topografía, reflejando el carácter efluente del río en la Vall d'en Bas. Es posible que esta situación se invierta aguas abajo de Les Preses, hacia la depresión volcánica de Olot, mucho más transmisiva. Es en esta zona donde se concentra la mayor parte de las extracciones, originando probablemente una marcada disminución de los gradientes.

Los acuíferos constituidos por las calizas y areniscas eocenas son poco conocidos. Funcionan por drenaje natural, originando numerosos manantiales. Pueden dar lugar a acuíferos confinados, aunque su explotación es escasa.

7. BIBLIOGRAFÍA

- ARAÑA, S., APARICIO, A., MARTIN ESCORZA, C., GARCIA CACHO, L., ORTIZ, R., VAQUER, R., BARBERI, F., FERRARA, G., ALBERT, J. y GASSIOT, X. (1983).- EL volcanismo neógeno-cuaternario de Catalunya: caracteres estructurales, petrológicos y geodinámicos. *Acta Geol. Hisp.* 18, (1), pp. 1-17.
- BANDA, E. y CORREIG, A.M. (1984).- The Catalan earthquake of February 2, 1428. *Eng. Geol.*, 20, pp. 89-97.
- BARNOLAS, A. (1992).- Evolución sedimentaria de la Cuenca Surpirenaica Oriental durante el Eoceno. *Acta Geol. Hisp.*, u. 27, nº 1-2, 15-31.
- BARNOLAS, A., BUSQUETS, P. y SERRA-KIEL, J. (1981).- Características sedimentológicas de la terminación del ciclo marino del Eoceno superior en el sector oriental de la Depresión del Ebro (Catalunya, NE España). *Acta Geol. Hispànica*, 16, 4, pp. 215-221.
- BARNOLAS, A., SAMSO, J., SERRA-KIEL, J. y TOSQUELLA, J. (1985).- The Sant Martí Xic Deltaic-reef complex in the Pyrenean margin of the Southern Pyrenean basin. *6th Regional meeting, I.A.S., Lleida, poster abstracts*, pp. 504-507.
- BARNOLAS, A., SAMSO, J., SERRA-KIEL, J. y TOSQUELLA, J. (1988).- Estructura interna del sistema deposicional de Sant Martí Xic. *Geogaceta*, 5, pp. 68-71.
- BARNOLAS, A. y SERRA-KIEL, J. (1983).- Mud Mouns de esponjas y tormentitas en la plataforma fangosa del Bartonense de Vic (Barcelona, sector oriental de la Depresión del Ebro). Comunicaciones X Congreso nacional de sedimentología, Menorca, pp. 2.37-2.40.
- BARNOLAS, A., TEIXELL, A., ESCUER, J., MALLARACH, J.M. y DURAN, H. (1993).- Memoria explicativa y cartografía geológica de la Hoja 295 (Banyoles) del mapa geológico de España. E. 1:50.000. I.T.G.E.
- BURJACHS, F., CARTAÑA, M. y MONTEIS, J. (1985).- Primers resultats sobre la paleoclimatologia i dinàmica del dipòsit lacustre quaternari del «Pla del Estany» (St. Joan Les Fonts, Garrotxa). *Vitrina*, 1, pp. 27-36.
- CARRACEDO, J.C., RODRIGUEZ, E., SOLER, V. y CHICHARRO, P. (1989).- Paleomagnetismo del volcanismo de Cataluña: resultados preliminares. *Cuad. Geol.*, 12, pp. 83-93.
- CLAVELL, E., DEFALQUE, G. y REGUANT, S. (1970).- La situación estratigráfica de la «margas de Bañolas» (Aimela y Ríos 1943). *Acta Geol. Hispànica*, 5, (4), pp. 94-96.
- CNE (American Commission on Stratigraphic Nomenclature) (1961).- Code of stratigraphic nomenclature. *A.A.P.G. Bull.*, 45, pp. 645-665.
- FONTSERE, E. y IGLESIES, J. (1971).- Recopilació de dades sísmiques de les terres catalanes entre 1100 i 1906. *Fund. Salvador Vives Casajuana*, 547 p.
- GICH, M. (1972).- Estudio geológico del Eoceno prepirenaico del Ripollés oriental. Tesis doctoral. Univ. de Barcelona, 477 p., (inédita).

- GOULA, X., OLIVERA, C., ESCUER, J., FLETA, J. y RIERA, T. (1990a).- The 1.427-28 earthquakes in Catalonia: Historical traces and geological context. *Excursion Guidebook. XXII General Assembly, E.S.C. WS2*, 34 p.
- GOULA, X., OLIVERA, C., ESCUER, J., FLETA, J., GRELLET, B. y BOUSQUET, J.C. (1990b).- Neotectonics and seismicity of the Area of the Seismic Crisis of 1.427-28. *XXII General Assembly European Seismological Commission WS2*, pp. 115.
- GUERIN, G., BENHAMOU, G. y MALLARACH, J.M. (1985).- Un exemple de fusió parcial en medi continental. El vulcanisme quaternari de Catalunya. *Vitrina*, 1, pp. 19-26.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. y VAIL, P.R. (1987).- Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, 235, pp. 1156-1166.
- IGME (1987).- Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España. I.G.M.E., Madrid. 465 p.
- LOPEZ, J. y RODRIGUEZ, E. (1985).- La región volcánica mio-pleistocena del NE de España. *Cuadernos de Geología*, 41, pp. 105-126.
- MALLARACH, J.M.; PEREZ, R. y ROURA, J.M. (1985).- Aportacions al coneixement del clima i la vegetació durant el Quaternari recent, NE de la Península Ibèrica. *Vitrina*, 1, pp. 49-54.
- MALLARACH, J.M. y MARTI, J. (1987).- El risc volcànic a la Garrotxa. *Vitrina*, 2, pp. 5-12.
- MARTINEZ, A., VERGES, J., CLAVELL, E. y KENNEDY, J. (1989).- Stratigraphic framework of the thrust geometry and structural inversion in the southeastern Pyrenees: La Garrotxa área. *Geodinamica Acta*, 3, (3), pp. 185-194.
- MARTINEZ, A., VERGES, J., PUJADAS, J., FLETA, J., ESCUER, J. (1993).- Memoria explicativa y cartografía geológica de la Hoja 257 (Olot) del mapa geológico de España. E. 1:50.000. I.T.G.E.
- MATO, E., SAULA, E., MARTÍNEZ, A., MUÑOZ, J.A., VERGES, J. y ESCUER, J. (1993).- Memoria explicativa y cartografía geológica de la Hoja 293 (Berga) del mapa geológico de España. E. 1:50.000. I.T.G.E.
- MATO, E. y SAULA, E. (1991).- Los ciclos sedimentarios del eoceno medio y superior en el sector NE de la depresión del Ebro (Zona Berga - Vic). Caracterización de sus límites. *Geogaceta*, 10, pp. 45-48.
- MEGÍAS, A.G. (1982).- Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *V Congreso Latinoamericano de Geología*. Argentina, 1, pp. 385-402.
- MITCHUM, R.M., VAIL, R.M. y THOMSON, S. (1977).- Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part two. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In C.E. Payton, Ed., *Seismic Stratigraphy, A.A.P.G. Mem.* 26, pp. 53-62.

- MOPU (1985).- Plan hidrológico del Pirineo Oriental. Zona 1, Empordà-Olot. Informe técnico (inédito).
- MUÑOZ, J.A., CASAS, J.M., MARTINEZ, A., VERGÉS, J. (1988).- An introduction to the structure of the Southeastern Pyrenees, the Ter-Freser cross section. *Symp. on the Geol. of the Pyr. and Betics*. Barcelona, Field Trip, 85 p.
- NASC (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature) (1983).- North American Stratigraphic Code. *A.A.P.G. Bull.*, 67, pp. 841-875.
- PUIGDEFABREGAS, C., MUÑOZ, J.A. y MARZO, M. (1986).- Thrust belt development in the Eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. In: *Foreland basins* (Ed. by P.A. Allen & P. Homewood). *Spec. Publ. IAS.*, 8, pp. 229-246.
- REGUANT, S. (1967).- El Eoceno marino de Vic (Barcelona). *Mem. I.G.M.E.*, 68, 350 p.
- RIOS, J.M. y MASACHS, V. (1953).- Memoria explicativa y cartografía geológica de la Hoja 295 (Bañolas) del mapa geológico de España. E. 1:50.000. (1ª serie), I.G.M.E.
- SAULA, E. y MATO, E. (1989).- Registro de un evento catastrófico en el sistema aluvial de Berga (depresión del Ebro, margen N). *XII congreso Español de sedimentología. Comunicaciones*, p. 59-62.
- SERRA-KIEL, J. y REGUANT, S. (1991).- Biofaciès de plate-forme aphotique silico-clastique avec bryozoaires et spongiaires (Éocène moyen, secteur oriental du Bassin Sud-Pyrénéen). *Geobios*, 24, 1, pp. 33-40.
- VAIL, P.R., HARDENBOL, J. y TODD, R.G. (1984).- Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In: *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation. A.A.P.G. Mem.*, 36, pp. 129-144.
- VERGES, J., MARTINEZ-RIUS, A., FLETA, J., PUJADAS, J., TOSQUELLA, J., SAMSO, J.M., SANZ, J., MUÑOZ, J. y BARBERA, M. (1993).- Memoria explicativa y cartografía geológica de la Hoja 255 (La Pobla de Lillet) del mapa geológico de España a escala 1:50.000. I.T.G.E.
- VERGES, J., MARTINEZ, A., MUÑOZ, J.A., MATÓ, E., SAULA, E., FLETA, J. (1993) Memoria del mapa geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 256 (Ripoll) I.T.G.E.
- VERGES, J., MUÑOZ, J.A. y MARTINEZ, A. (1991) South Pyrenean fold-and-thrust belt: Role of foreland evaporitic levels in thrust geometry. In: *Thrust Tectonics* (K. McClay Ed.). Unwin Hyman;
- VILLARROYA, M., y CASAS, A. (1985) Interpretación cuantitativa de un perfil gravimétrico E-W, sobre el sistema transversal catalán. *Rev. Inv. Geol.*, 41; 41-46.

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

Depósito legal: M-34710-1994
ISBN: 84-7840-200-4
NIPO: 241-94-008-2

Fotocomposición: GEOTEM, S.L.
Impresión: Master's Gráfico, S. A.

