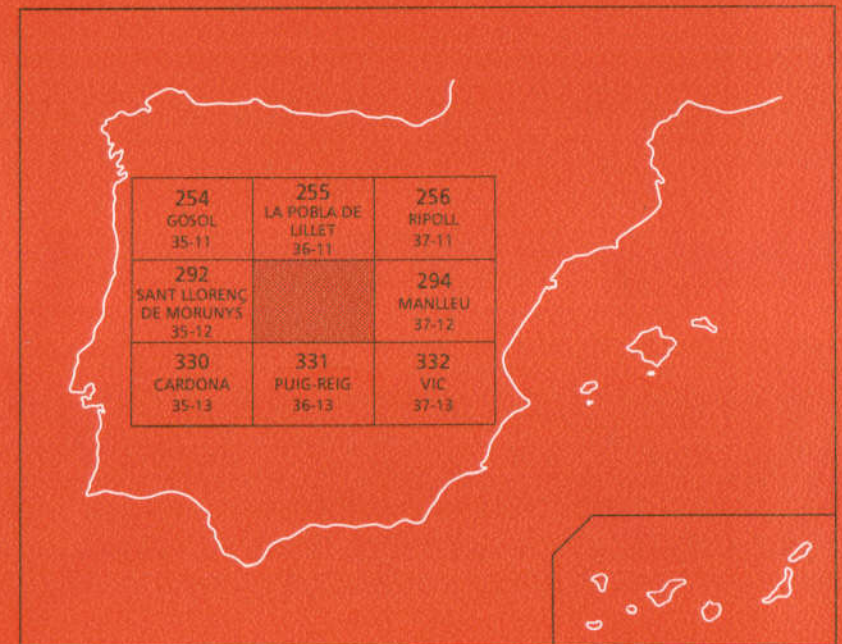




# MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



## BERGA



R

# MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

## BERGA

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

Depósito legal: M-34702-1994

ISBN: 84-7840-199-7

NIPO: 241-94-008-2

Fotocomposición: GEOTEM, S.L.

Impresión: Master's Gráfico, S. A.

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:**

E. Mató (SGC) y E. Saula (SGC) para los materiales paleógenos del antepaís

A. Martínez-Ríus (SGC) para los mantos del Pedraforca y del Cadí.

J. A. Muñoz de la Fuente (SGC) en el manto del Cadí y Tectónica.

J. Escuer (SGC) para el Cuaternario y la Geomorfología.

**Paleontología (estudio de muestras):**

J. Serra-Kiel (Univ. de Barcelona) para los macroforaminíferos del Paleógeno.

E. Caus (Univ. Autònoma de Barcelona) para los foraminíferos del Mesozoico.

E. Vicens (Univ. Autònoma de Barcelona) para los Ruidistas.

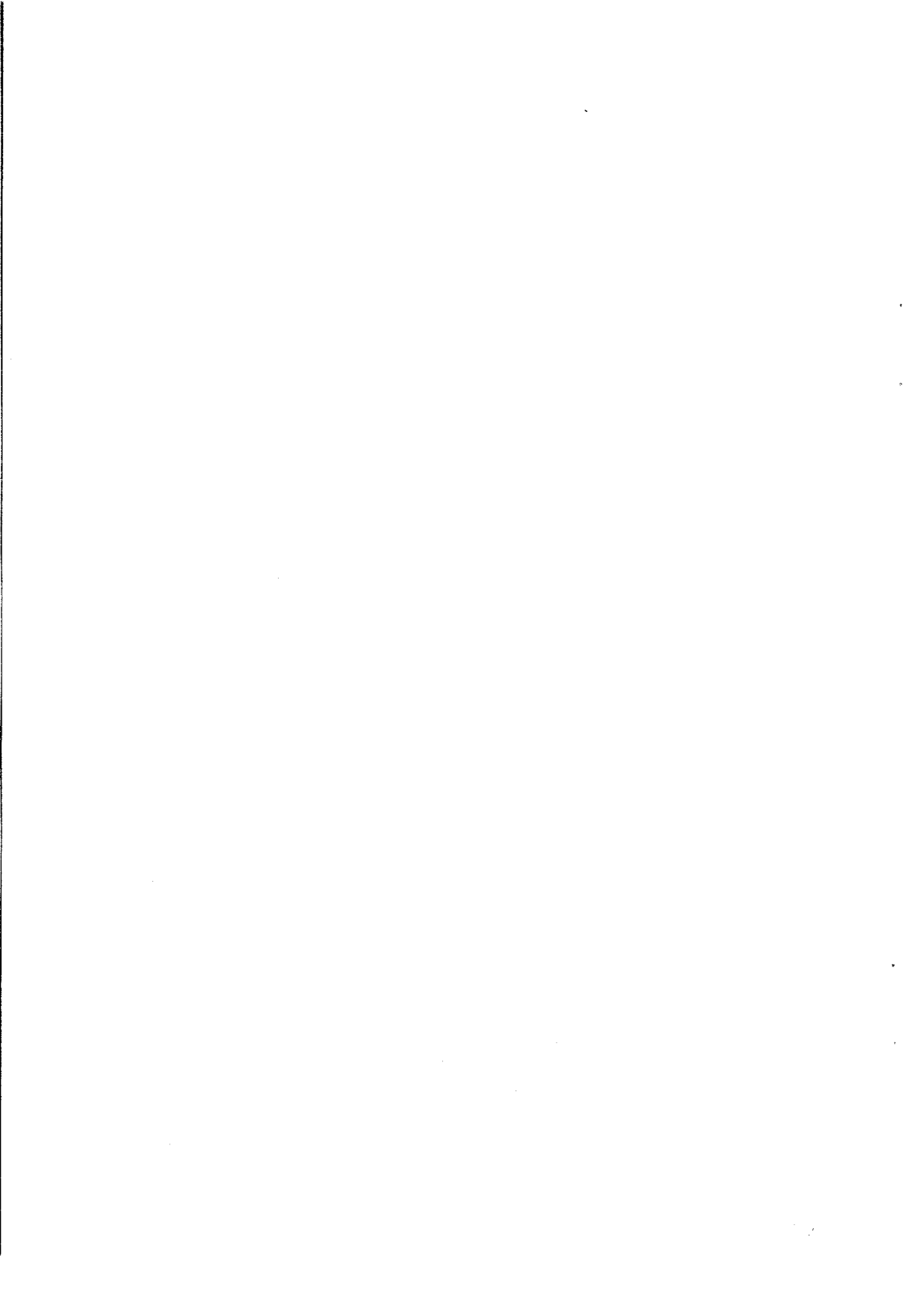
**Sedimentología (estudio de muestras):**

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

**Con la colaboración de:** X. Berástegui (SGC) en la estratigrafía y sedimentología del Cretácico del Pedraforca.

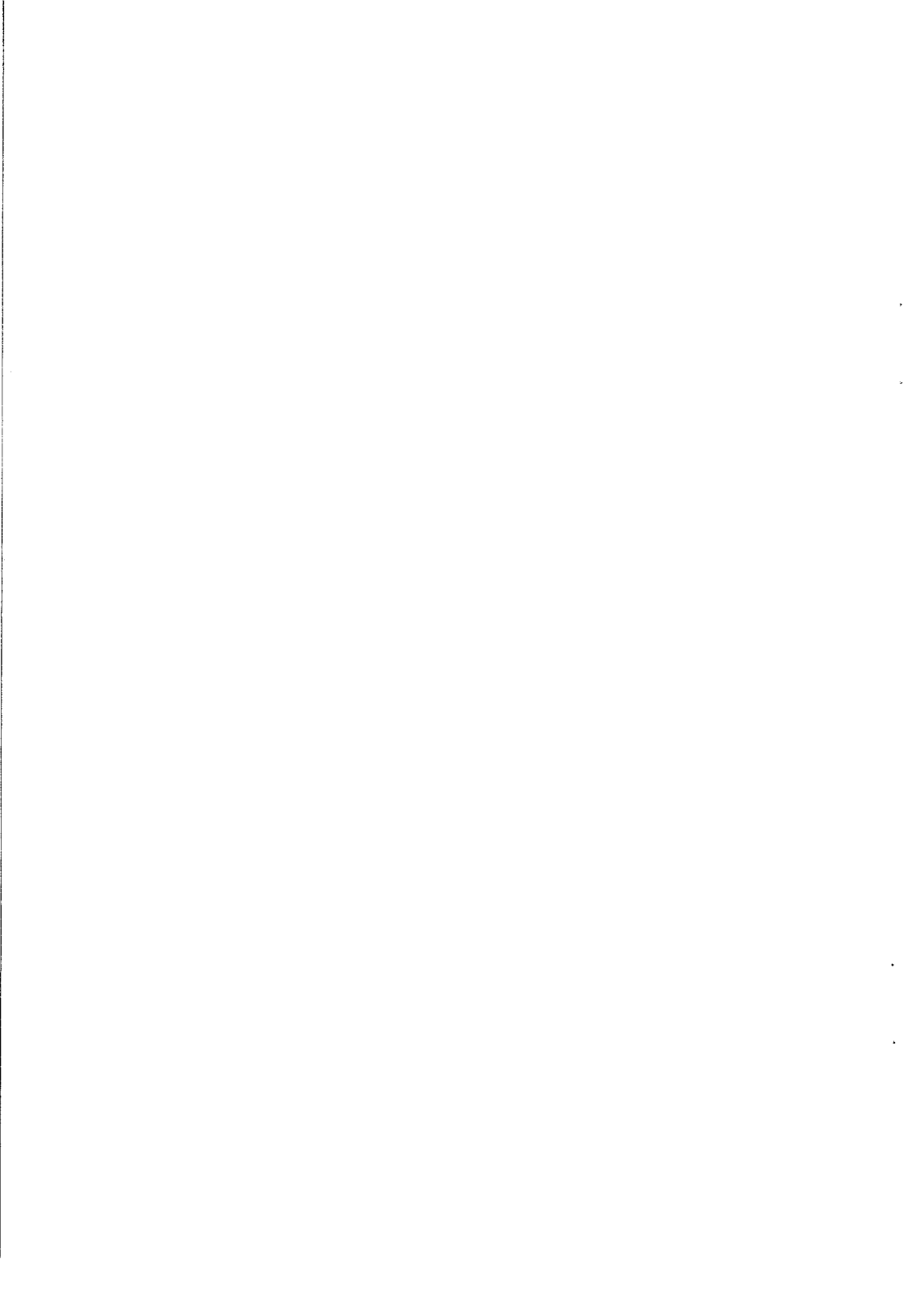
**Jefe de Proyecto:** J. A. Muñoz de la Fuente (SGC).

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



# ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN .....	7
2. ESTRATIGRAFÍA .....	9
2.1. MESOZOICO .....	9
2.1.1. Jurásico .....	9
2.1.2. Cretácico superior .....	10
2.2. TERCIARIO .....	13
2.2.1. Paleoceno .....	13
2.2.2. Eoceno .....	14
2.2.3. Oligoceno .....	30
2.2.4. Cuaternario .....	33
3. TECTÓNICA .....	35
3.1. TECTÓNICA DE COMPRESIÓN EOCENA .....	35
3.1.1. Manto del Cadí .....	35
3.1.2. Manto inferior del Pedraforca .....	36
3.1.3. Antepaís .....	44
3.1.4. Edad de las estructuras .....	47
3.1.5. Estilo tectónico. Nivel de despegue del sistema .....	48
3.1.6. Discusión .....	49
4. HISTORIA GEOLÓGICA .....	51
4.1. CICLO SEDIMENTARIO I .....	51
4.2. CICLO SEDIMENTARIO II .....	51
4.3. CICLO SEDIMENTARIO III .....	54
5. GEOMORFOLOGÍA .....	55
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA .....	57
6.1. MINERÍA Y CANTERAS .....	57
6.1.1. Minería .....	57
6.1.2. Canteras .....	57
7. HIDROGEOLOGÍA .....	59
8. BIBLIOGRAFÍA .....	61



## 1. INTRODUCCIÓN

El sector representado en la Hoja de Berga comprende el límite sur de los mantos de corrimiento del Pirineo oriental y su antepaís plegado, que ocupa la mayor extensión de la Hoja. Predominan en esta zona los materiales detríticos de cuenca de antepaís de edad paleógena (Eoceno y Oligoceno inferior). Estos materiales constituyen la totalidad del afloramiento del antepaís plegado y ocupan una amplia extensión en las unidades alóctonas.

En la Hoja de Berga están representadas las principales unidades estructurales del sector occidental del Pirineo Oriental (Pedraforca, Cadí y autóctono meridional plegado). La mayoría de los materiales representados en la Hoja de Berga, 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 realización de la Hoja de Berga se ha realizado conjuntamente con las Hojas vecinas de Manlleu, La Pobra de Lillet y Ripoll.

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 columnas 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 rela-



ciones entre los distintos límites, y poner de manifiesto discordancias cartográficas, que han supuesto la diferenciación de nuevas unidades. La litología de los materiales está representada mediante tramas. También se ha pretendido que las unidades diferenciadas fuesen coherentes con los mapas colindantes.

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.

## 2. ESTRATIGRAFÍA

### 2.1. MESOZOICO

En esta Hoja los afloramientos de Mesozoico sólo afloran en una pequeña parte en el cuadrante noroccidental de la Hoja, correspondiente al Manto inferior del Pedraforca. Éste se caracteriza por la ausencia de sedimentos del Cretácico inferior, situándose el Cretácico superior en discordancia erosiva sobre diferentes términos del Jurásico.

#### 2.1.1. Jurásico (2 y 3)

La primera descripción sobre el Jurásico de la región fue de Dalloni (1913) en la zona de Guardiola de Berguedà (Hoja de La Pobla de Lillet). Todos los materiales de edad Jurásico están incluidos en la Fm. de Bonansa. En la parte norte del manto del Pedraforca afloran materiales atribuidos al Jurásico que de la base al techo están formados por:

- a) calizas margosas de grano fino y color oscuro que en la base presentan niveles de brechas y de dolomías (carniolas). Hacia la parte superior, la serie está formada por calizas laminadas. La potencia total del tramo es de 100 m y aflora al sur del pueblo de la Pobla de Lillet. La fauna encontrada por Astre (1924) indica una edad Retiense (*Retavicula contorta*).
- b) calizas arenosas y oolíticas con abundantes restos de braquiópodos. La fauna citada por Dalloni (1930) sugiere una edad Toarciense para el tramo superior. En la cartografía de Desjardins y Latreille (1961) estos tramos están representados como Infralías.

En esta Hoja, los afloramientos de Jurásico corresponden principalmente a materiales del Lías y del Dogger. En general tienen poca potencia al estar erosionados por el Cretácico, oscilando entre los 25 y 70 m de norte a sur. La parte inferior, en el tránsito del Keuper, se pueden observar margas con intercalaciones de niveles de dolomías cavernosas, siguiendo unas calizas tableadas con laminaciones finas. Hacia las partes más meridionales de la Hoja, siguen unas dolomías brechoides, seguidas de niveles de calizas oolíticas, este conjunto se le han cartografiado con epígrafe 2. En algunas zonas existen ciertos afloramientos con dolomías de aspecto sacaroide atribuidas al Dogger (epígrafe 3).

En las Hojas contiguas de Sant Llorenç y Gósol, se encuentran series más completas del Jurásico. En los Rasos de Paguera la serie es: La parte inferior (unos 110 m), está formada por una alternancia de margas con niveles margocalizos, calizas tableadas y dolomías, un paquete masivo de dolomías brechoides y calizas (Formaciones Imón y Cortes de Tajuña). En la zona intermedia (50 m) afloran unas margas de color ocre con abundante fauna, braquiópodos y lamelibranquios, seguidas de unas calizas con oolitos. La parte superior (60-75 m), está formada por unas margas con abundantes ammonites, lamelibranquios, braquiópodos y ostreas, dando una edad de Toarciense, seguidas de un paquete de calizas dolomíticas de color marrón de aspecto sacaroide, con una edad de Aaleniense-Bajociense (?).

## 2.1.2. Cretácico superior

El ciclo sedimentario del Cretácico superior del Pirineo en la Unidad Central Surpirenaica (Séguret, 1972) se ha definido entre la discontinuidad intra-Cenomaniense (Rosell, 1962) y la discontinuidad Maastrichtiense (Garrido, 1972; Souquet, 1977) como un ciclo de segundo orden (superciclo) en el sentido de Vail *et al.* (1977) (Simó, 1985; Simó *et al.*, 1985). Estos últimos autores dividieron el ciclo sedimentario del Cretácico superior en cinco secuencias sedimentarias, en principio equivalentes a ciclos de tercer orden en el sentido de Vail *et al.* (1977).

La discontinuidad intra-Cenomaniense corresponde a una discordancia angular (Rosell, 1962) y se ha interpretado como la *break-up unconformity* que marca el fin de la fase de rifting del Cretácico inferior (Berástegui *et al.* 1990). La discontinuidad Maastrichtiense tiene las características de una paraconformidad y se localiza en el interior de las facies garumnienses, marcando el límite Cretácico superior-Paleoceno.

De las cinco secuencias definidas por Simó (1985) y Simó *et al.* (1985), en el manto del Pedraforca inferior se han identificado cuatro de ellas (secuencia Cenomaniense, secuencia Coniaciense, secuencia Santoniense superior y secuencia Maastrichtiense). La secuencia Turoniense no se ha identificado por el momento en esta unidad estructural, si bien dadas las características deposicionales de esta secuencia en los mantos de Bóixols y Montsec, aquí podría consistir en un intervalo condensado de espesor muy reducido o a un vacío sedimentario.

De manera general, cada secuencia es expansiva hacia el continente con respecto a la inferior. De estas secuencias descritas en esta Hoja aflora a partir de la del Santoniense.

### – Coniaciense-Santoniense inferior

#### Secuencia Sant Corneli (4)

Definida, como la anterior, en los mantos del Montsec y Bóixols por Simó (1985), el límite inferior de la secuencia es la discontinuidad Turoniense. En esta zona es una superficie de erosión sobre los materiales del Jurásico inferior (Lías inferior). El límite superior es una superficie de erosión bajo la secuencia suprayacente.

Esta secuencia sólo se encuentra en el manto del Pedraforca y en la parte nororiental, pero con una extensión mayor, llegando a aflorar, hacia el este en la zona de Falgars, y hacia el sur, por los alrededores de la central eléctrica de Cercs. En la columna de La Nou, (parte en esta Hoja y parte en la de la Pobla de Lillet) la secuencia comienza con una brecha de carácter discontinuo formada por clastos angulosos en su mayoría dolomíticos, probablemente procedentes del Lías más inferior, que se apoya en discordancia erosiva sobre el Keuper o sobre el propio Lías inferior, esto es difícil de precisar debido a las malas condiciones de afloramiento. Sobre esta brecha se han medido 12 m de margocalizas y calizas margosas con Lacazinas, alternando con calcarenitas (packstones y wackestones) depositadas en un ambiente de aguas someras, que, atribuidas al Santoniense

superior. Se han encontrado diversos rudistas: *Hippuritella maestrei*, *Hippurites canaliculatus*, *Biradiolites* aff. *siracensis*, *Praeradiolites aristidis*, *Radiolites* aff. *angeoides* (Vicens, 1992) entre otros. Los macroforaminíferos más importantes son: *Cyclopsinella steinmani*, *Dicyclina* aff. *schlumbergeri*, *Cuneolina* sp., *Orbitokathina wondersmitti* y *Rotalia reicheli* (Caus y Gómez 1987). Esta asociación es asimilable a la encontrada en la parte alta de la secuencia en la serie de Turbians (Hoja de Gósol), cuyos rudistas situados inferiormente dan una edad claramente Santoniense inferior.

### – Santoniense superior-Campaniense

#### Secuencia Vallcarga (5 y 6)

El límite inferior de la secuencia es una discordancia erosiva por encima de la secuencia infrayacente o bien sobre el Jurásico inferior. El límite superior es una paraconformidad.

Esta secuencia se ha estudiado en las columnas de La Nou, y la Vall Llóbrega.

En la base de la secuencia afloran areniscas arcósicas de grano grosero y laminaciones cruzadas que pueden incluir niveles de conglomerados o microconglomerados de cantos de cuarzo y alguna fina intercalación más calcárea con contactos ferruginizados (5). El espesor de este tramo oscila entre los 15-20 m de La Nou y los 10-12 m de Catllaràs. Su equivalente lateral, con el cual se correlaciona, son unas calizas (grainstones) muy ricas en cuarzo que afloran en la sección del Portet (10 m de espesor).

Moeri (1977) llama a estos materiales Formación de Adraén y sitúa el límite del Santoniense en la base de los detríticos, pero en la serie de Gressolet (Hoja de Gósol), estos detríticos se localizarían a techo de unas margas con *Lacazina* del Santoniense inferior y por encima se encuentran calizas con fauna del Santoniense superior. El contenido en microfaua de estos materiales es nulo, apareciendo únicamente restos de macrofauna marina (lamelibranquios) no determinada.

Sobre los sedimentos detríticos anteriores afloran, en la columna de La Nou, 30 m de calizas margosas que alternan con calizas (grainstones) detríticas. Contienen equínidos, braquiópodos, lamelibranquios, gasterópodos, etc. y como microfaua se han clasificado algunos *Siderolites* y *Orbitoides*.

El tramo siguiente está constituido por tres subtramos (6):

- El subtramo inferior, de 100 a 130 m de espesor consiste en calizas detríticas ocreas con cuarzo y calizas margosas que contienen rudistas, corales, gasterópodos y equinodermos. La presencia de *Microcaprina* sp., *Hippuritella variabilis*, *Hippurites vidali*, *Vaccinites archiaci*, *Praeradiolites aristidis* y Caprotinidae (Vicens, 1992) y de los macroforaminíferos: *Orbitoides*, *Rotalia* aff. *trochidiformis* y *Lituola* aff. *taylorensis* (Caus y Gómez, 1987) dan una edad de Campaniense inferior-medio.

- El subtramo tramo intermedio mide entre 150 y 180 m está constituido por calcarenitas (grainstones y packstones) que contienen intercalaciones de areniscas y conglomerados de granos de cuarzo y cemento carbonatado que exhiben laminaciones cruzadas. La fauna es muy abundante y se encuentra muy fragmentada: algas, briozoos, corales, lamelibranquios, equinodermos y muchos foraminíferos (*Siderolíticos*, *Orbitoides*, «*Rzehakinella*» y *Adrahentina iberica* (Caus y Gómez, 1987) que indican una edad Campaniense medio-superior. A techo del subtramo se observa una superficie ferruginizada.
- El subtramo superior mide unos 60 m de espesor. Está constituido por calizas (predominantemente packstones y wackestones, con algunos niveles de grainstones) con algunos nódulos de sílex y calizas margosas. Contienen restos de lamelibranquios, gasterópodos, equinodermos, y rudistas (*Hippurites lamarcki*) (Vicens, 1992) y una asociación de microfósiles que indica la parte superior del Campaniense, habiéndose encontrado algunos ejemplares típicos del Maastrichtiense. A techo del subtramo se observa un nivel ferruginizado.

Estos tres tramos van pasando hacia el noroeste a margas y margocalizas (Hoja de la Poblá de Lillet), con algunas intercalaciones de calizas bioclásticas, llegando a los 500 y 600 m en la zona del Collet (Hoja de la Poblá de Lillet).

Esta secuencia aflora prácticamente en todo el manto del Pedraforca de esta Hoja, con una potencia al NW de unos 600 m, acunándose hacia el sur (10 m en el Portet), y unos 120 m en Falgars (Hoja de La Poblá de Lillet; Vergés *et al.*, 1993).

#### - Campaniense Terminal-Maastrichtiense

##### Secuencia Areny (5, 7 y 8)

Esta secuencia está presente tanto en el manto del Pedraforca como en el del Cadí. Como las anteriores, su potencia disminuye de norte a sur y de oeste a este. En la zona nororiental de la Hoja de La Poblá (Vergés *et al.*, 1993), puede llegar a los 900 m, pasando hacia el este (Catllarás y Falgars) a los 200-300 m; y hacia el sur, en la serie de la Vall Lóbrega a unos 600 m, y adelgazándose rápidamente en el Portet, no llegando a los 200 m. En esta serie, se encuentra en la parte inferior, unos 40 m de materiales detríticos de los cuales los 10 m inferiores son las calizas con conglomerado anteriormente citadas, y que se han interpretado de la secuencia inferior pero que en el mapa se han representado todos en la unidad cartográfica (5). Siguen unos 60 m de calizas detríticas (8). A continuación se encuentran unos 220 m de margas y margocalizas, con abundantes restos de fósiles, predominando los corales y rudistas (7), de estos últimos destacan: *Hippuritella lapeirousei*, *Hippurites lamarcki*, *Praeradiolites sp.*, *Biradiolites chaperi*, (Vicens, 1992). Termina la serie con unos 60-70 m de calizas que en los últimos metros se intercalan niveles margosos y margocalcáreos con abundante fauna (8), destacando los rudistas: *Hippuritella sp.*, *Hippurites radiosus*, y *Mitocaprina sp.* (Vicens, 1992). Como techo hay las margas rojas del Garumniense.

## - Morfología de la Cuenca

Como se ha visto anteriormente, la cuenca del Cretácico superior en esta zona, (una vez restituidos los mantos del Pedraforca y del Cadí), tiene una geometría parecida a la de la traza cartográfica actual de las unidades estructurales. Esta tiene su parte más proximal en la parte sur y este, pasando a partes más distales hacia el norte y el oeste. El límite meridional, sería aproximadamente E-W y el oriental NE-SW, desconociéndose el límite septentrional. Al comparar las series de Nou Comes y la de la Vall Llóbrega, en el sentido N-S, se observa un cambio brusco de potencia (ver corte restituido), que también se observa en la dirección E-W (fig. 1) entre la serie de la Nou y la de la Vall Llóbrega. Esto se ha interpretado como un cambio fuerte de la pendiente que tendría una traza E-W y SW-NE, paralela a la del límite de la cuenca. Estas morfologías heredadas condicionan enormemente la morfología de los cabalgamientos posteriores, de esta manera el límite del manto inferior del Pedraforca coincide casi con el de la cuenca, quedando una parte muy pequeña en el bloque inferior (manto del Cadí, serie de Gréixer), y el pequeño talud antes mencionado, también condiciona la formación de dos subunidades dentro del manto del Pedraforca (ver corte).

## 2.2. Terciario

### 2.2.1. Paleoceno

#### - Garumniense (9 y 10)

La serie estratigráfica del Garumniense en el manto del Pedraforca se ha levantado en la cubeta de Vallcebre (Hoja de La Pobla de Lillet, Vergés *et al.*, 1993). En esta Hoja, la serie es parecida pero con una potencia mucho menor (200-400 m). La serie está separada en diferentes tramos que de muro a techo son:

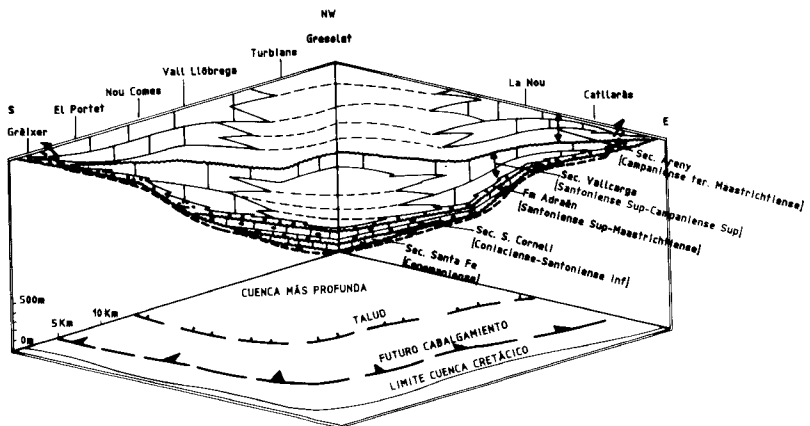


Fig. 1 - Bloque diagrama en donde se observa la morfología de la cuenca del Cretácico superior.

Nivel de calizas micríticas finamente estratificadas, de color blanco con una potencia de 5 a 10 m. Constituye un buen nivel guía y es conocido bajo el término minero de «nivel cementos».

- a) margas, margocalizas y calizas, de color oscuro conteniendo capas de carbón en la parte inferior del tramo (Lignitos de Figols). Los niveles calizos contienen estromatolitos, carófitas y ostrácodos. La potencia del tramo es de 0-50 m.
- b) margas con algunas pasadas de areniscas canalizadas, caracterizadas por los tonos rojizos y la ausencia de carbón. En la parte media hay alguna intercalación de conglomerados. La potencia del tramo es de 100-200 m.
- c) tramo de calizas de Vallcebre. En la base del tramo existe un nivel de conglomerados y areniscas. Las calizas son masivas, micríticas y la potencia del tramo es de unos 20-50 m.
- d) margas y arcillas rojas con algún nivel de yesos y alguna capa con estromatolitos. La potencia del tramo en esta Hoja es de pocos metros al estar erosionada la parte superior.

El conjunto del Garumniense en la zona de la cubeta de Vallcebre tiene una potencia de 850 m, aunque decrece rápidamente hacia el este y hacia el sur (láminas cabalgantes más externas del manto del Pedraforca). La datación de los distintos tramos es aún problemática, aunque (Feist y Colombo, 1983) asocian el tramo con lignitos (a) a la parte inferior de la Fm. de Tremp, el nivel de margas rojas (b) lo asocian con la parte media de la formación, y las calizas de Vallcebre (c) las asocian con la parte superior de la Fm. de Tremp. Todos los autores están de acuerdo en datar la base de las calizas de Vallcebre como el paso entre el Cretácico superior y el Paleoceno, atribuyendo a las calizas una edad Dano-Montiense (Feist y Colombo, 1983; Masriera y Ullastre, 1983). Las calizas de Vallcebre se disponen mediante un solapamiento expansivo sobre los términos infrayacentes del Garumniense (Rey y Souquet, 1974; Masriera y Ullastre, 1983; Pujadas, 1990). Los tramos superiores a las calizas de Vallcebre tienen una edad Thanetiense deducido por la presencia de carófitas, *Phyra* y *Vidaliella gerundensis*.

En general, los materiales del Garumniense corresponden a depósitos continentales (aluviales distales y fluviales) alternando con niveles lacustres (calizas en general). La parte más inferior de la serie corresponde a depósitos de aguas dulces aunque aparecen pequeños niveles intercalados con fauna de Bivalvos de aguas salobres y/o marinas (Cyrénidos, Rudístidos y Ostreidos) que aumentan en espesor y número de intercalaciones hacia el oeste (Domínguez y Sáez, 1988).

## 2.2.2. Eoceno

– *Ilerdiense-Cuisiense-Luteciense inferior*

Serie de Queralt (11, 12 y 13)

En la parte frontal del manto inferior del Pedraforca, lámina cabalgante más meridional y externa, aflora en continuidad con las calizas del Cretácico superior y del Garumniense, una serie de materiales mayoritariamente detríticos con abundante fauna, per-

tenecientes al Eoceno inferior y medio, estudiados y datados por Solé Sugrañes y Clavell (1973). El conocimiento de la edad y disposición de este conjunto de materiales fue importante puesto que permitió la datación del emplazamiento del manto inferior del Pedraforca. A continuación describiremos brevemente la serie eocena, que de la base al techo consiste en:

muro) pelitas margosas y areniscas finas rojas pertenecientes al Garumniense.

- a) 197 m de margas arenosas, algo bituminosas con calizas y margas calcáreas en la parte alta. Estas contienen ostreas, *Assilina leymerii* y *Alveolina agrigentina* y *A. laxa*. El tramo, tanto por litofacies como por fauna corresponde a la Fm. del Cadí-Sagnari (11).
- b) 17 m de calizas organógenas con nummulites y arcilla limolítica con nummulites, briozoos y púas de equínido seguido de 11 m de margas y areniscas rojas y 15 m de arenisca de grano medio, atribuido en conjunto a la Fm. de Coronas (12).
- c) potente nivel constituido en la base por 34 m de limolitas azules con assilinas, nummulites, operculinas y discocyclinas, seguido de 260 m de conglomerados, areniscas gruesas y un nivel margoso conteniendo *Assilina major* y *Nummulites campesinus*. Los conglomerados (conglomerados de Queralt) (13) forman capas métricas y los bloques alcanzan los 50 cm de diámetro. Parte de los bloques son de calizas con alveolinas.

– *Luteciense*

Fm. de Vallfogona (14, 15 y 16)

La formación de Vallfogona está constituida por una potente sucesión de margas, areniscas, y conglomerados que aflora en ambos flancos del sinclinorio de Ripoll. Aunque presentan ciertas similitudes, un trabajo de detalle revela notables diferencias de la serie en ambos flancos del sinclinal. Por esta razón Gich (1969) denominó Mb. de Campdevànon a los materiales que afloran en el flanco norte del sinclinal y Mb. de Vallfogona a los materiales del flanco sur (14 y 15). En esta Hoja sólo aparecen los materiales pertenecientes al flanco sur aflorando en el núcleo del anticlinal de Vilada-Lillet y en el frente del manto del Pedraforca en la serie de Queralt.

Serie de Queralt

Encima de los conglomerados de Queralt se sitúan discordantemente y formando discordancias progresivas unos abanicos de conglomerados (15) con cantos predominantemente de calizas con alveolinas, que pasan rápidamente a las turbiditas. Este tránsito es muy visible en la carretera de Berga a Sant Llorenç de Morunys, cerca del cruce hacia Queralt.

Zona de Vilada

La parte más inferior de la serie eocena del manto del Cadí en el flanco sur del sinclinal de Ripoll, está formada por una alternancia de margas, areniscas, conglomerados y yesos, que fueron denominados como «Margas yesíferas de Vallfogona» (Solé, 1958). Gich (1969) definió el Miembro de Vallfogona mientras que Estévez (1970) reunió el Mb. de Camp-



devànol y el Mb. de Vallfogona de Gich (1969) en la Formación de Vallfogona y más concretamente en el Tramo inferior de la Fm. de Vallfogona.

El límite inferior de la unidad no se conoce puesto que queda cortado por el cabalgamiento de Vallfogona. El límite superior, al igual que en el flanco norte del sinclinal de Ripoll, está representado por el nivel más alto de yesos dentro de la formación al que se le denomina como Yesos de Beuda (16).

La serie de Sant Jaume de Frontanyà está compuesta por una parte inferior de margas y turbiditas con secuencias de Bouma (14) que se agrupan en secuencias estratocrecientes de orden métrico (lóbulo turbidítico). En los primeros 200 m, aparecen grandes niveles de lutitas y limos. Se ha reconocido laminación paralela milimétrica o centimétrica.

La parte media (>400 m) son turbiditas de alta densidad compuestas por paquetes de 0.5 a 2 m de areniscas, formadas por una sucesión de capas de 20 a 40 cm de grosor con amalgamaciones y cicatrices, algunas de ellas canaliformes. También se encuentran debritas de 0.5 a 1.5 m de grosor, compuestas por una matriz lutítica o lutítico-arenosa con cantos flotando (0.5 a 3 cm de diámetro). Conforme se sube en la serie, hay un incremento de la relación de cantos (sin pasar del 10%) y también aumenta el contenido de cantos de rocas mesozoicas y terciarias.

En toda la serie se encuentran paquetes deslizados (slump), aunque es a partir de los 380 m, que empiezan a ser abundantes. En la parte alta, los materiales deslizados representan la mayor parte de la serie.

En la parte superior aumentan los sedimentos proximales. La serie termina en un paquete de 30 m de lutitas con pasadas turbidíticas centimétricas intercaladas, seguido de 40 m de lutitas color rojizo vinoso debido a rubefacción.

En varios puntos de la serie, se han reconocido niveles centimétricos de laminitas constituidas por lutitas y materia orgánica con láminas de dolomicrita y doloesparita. En estas últimas se pueden reconocer pseudomorfos de yeso lenticular. También se han reconocido capas de 60 a 100 cm de grosor de brechas con composición lutítico-carbonática, interpretadas como colapsobrechas asociadas a materiales solubles (¿evaporitas?). Estas están emplazadas mediante deslizamientos gravitacionales (Van Eeckhout, 1990).

Medidas en los flute, grove y bounce cast. En Sant Jaume de Frontanyà se han medido 32 puntos con una orientación preferente N-260E en sentido oeste (Van Eeckhout, 1990; Busquets, 1981; Costa, 1989).

Los ejes de los slump tienen una dirección NE-SW y procedencia NW (Busquets, 1981). Paleopendiente de un talud septentrional. Un estudio más detallado indica paleopendiente N-220E.

#### Yesos de Beuda (16)

En esta memoria se utiliza el término Yesos de Beuda para definir al nivel superior de yesos que aflora en ambos flancos del sinclinal de Ripoll y en su continuación oriental en

el llano de Besalú. En la cartografía se les ha designado con el epígrafe (16), igual que los niveles de yesos intercalados dentro de la Fm. de Vallfogona. Este nivel aflora de manera discontinua a lo largo de todo el sinclinal.

En el flanco norte (Hojas de La Pobla de Lillet, Ripoll y Olot) aflora de manera casi continua y llega a tener potencia decamétrica (canteras situadas al oeste de Ripoll). Constituyen un nivel continuo de sulfato cálcico (en superficie son yesos secundarios y anhidritas). En las canteras de Beuda (Hoja de Olot), Ortí *et al.*, (1988) describen una sucesión formada por facies laminadas, facies nodulares y facies pseudomórficas. Tienen, en la serie de Sant Jaume de Frontanyà, estructura nodular-masiva y una potencia superior a los 3 m con afloramiento discontinuo.

En los yesos del afloramiento de Campdevànol (Hoja de Ripoll) se puede deducir una secuencia de somerización progresiva, siendo la parte final en condiciones subaéreas. En esta parte final se intercalan numerosos niveles arcillosos. En los yesos de Beuda esta secuencia está representada por litofacies laminadas en la parte inferior y litofacies micronodulares en la superior, que indican condiciones de cuenca y sabkha respectivamente (Busquets *et al.* 1986).

El emplazamiento de los mantos superiores (con una geometría irregular) pudo controlar el cierre de la cuenca de Ripoll, creando unas condiciones anóxicas (Ortí *et al.* 1987-88), (Martínez *et al.* 1988; Vergés *et al.* 1992).

Después de la sedimentación evaporítica se restablecieron las condiciones marinas normales debido, en parte, a la fuerte entrada de terrígenos (rotura de la estratificación de las aguas), (Ortí *et al.* 1987-88).

Las publicaciones recientes (Puigdefàbregas *et al.*, 1986; Martínez *et al.*, 1989; Vergés *et al.*, 1992; Clavell, 1991) utilizan el término de yesos de Beuda de distinta manera a la utilizada en la presente memoria. Estos autores utilizan los yesos de Beuda para designar el potente paquete evaporítico (margas, areniscas finas y yesos) que aflora en el manto del Cadí y en profundidad, como ha sido reconocido recientemente en el sondeo el Serrat-1 (Unión Texas España) realizado en el manto del Cadí (Martínez *et al.*, 1989; Clavell, 1991).

#### Fm. de Coubet - Cal Bernat (17 y 18)

El nombre de Coubet proviene de un informe interno realizado por Puigdefàbregas y Soler (1980). Posteriormente Busquets (1981) realizó una descripción formal de estos sedimentos, atribuyéndolos a la Fm. de Cal Bernat, en la zona de Sant Jaume de Frontanyà. Esta formación ha sido definida como Fm. de Coubet-Bracons en las Hojas de Ripoll y Olot.

La serie descrita proviene del flanco sur del sinclinal de Ripoll, que es donde mejor aflora. En el ámbito de la Hoja queda relegado a la charnela del anticlinal de Vilada-Lillet. La serie de Cal Bernat fue realizada por Busquets (1981). La parte inferior de la Fm. de Cal Bernat ha sido separada como Unidad de les Muntades por van Eeckhout *et al.* (1991), tal como ha sido descrito.

La Fm. de Coubet-Cal Bernat (17) propiamente dicha empieza en las primeras apariciones detríticas importantes caracterizadas por capas decimétricas a métricas de conglomerados y areniscas con bases erosivas y lutitas al techo. El tamaño de los cantos de conglomerados es de 6 cm y su composición corresponde a cuarzo, lidita, granito, arenisca y rocas metamórficas. Las paleocorrientes en la base de las capas indican dirección hacia el N-250° E. Un cambio importante respecto al tramo anterior (unidad de les Montades-Fm. de Banyoles) consiste en la aparición de fauna. Así intercalados en la serie existen diferentes niveles de areniscas bioclásticas con fauna de gasterópodos, miliólidos y ostreidos. En las lutitas que dominan en la parte superior del tramo existe gran cantidad de materia orgánica. La potencia de la formación es de unos 180 m.

En la serie de Sant Jaume de Frontanyà, en la parte alta de la Fm. de Coubet-Cal Bernat se localizan pequeños arrecifes de corales, instalados sobre sedimentos terrígenos interpretados como facies de playa y recubiertos por facies deltaicas (van Eeckhout *et al.*, 1991).

La parte más inferior no contiene signos de bioturbación, mientras que la parte superior está representada por facies someras de plataforma mixta siliciclástica y carbonática junto con arrecifes de algas y corales. (ver paso lateral entre CampdevànoI, Beuda, Coubet y Bellmunt en Hoja de Ripoll).

Normalmente, los sedimentos terrígenos forman secuencias estrato y granocrecientes, correspondientes a sedimentos deltaicos o bien a zonas muy someras. La parte alta de la secuencia está formada por conglomerados. También se encuentran sedimentos correspondientes a playas, con bioconstrucciones de algas al techo. Localmente se encuentran corales de los géneros *Porites* y *Siderastrea*.

En la zona en contacto con el manto del Pedraforca, se encuentra un abanico de conglomerados (epígrafe 18), que pasa lateralmente a los materiales anteriormente descritos.

Busquets (1981) estableció el límite entre la formación Coubet y la Bellmunt en la última cuña marina intercalada entre los depósitos de lutitas rojas de llanura de inundación con carófitas. En la parte inferior de la Fm. Bellmunt aparecen varios tramos palustres-lacustres ricos en restos de mamíferos, reptiles y polen, objeto de una minuciosa campaña por los paleontólogos de Sabadell.

#### Fm. de Bellmunt (19 y 20)

Fue denominada como Tramo rojo intermedio por Almela y Ríos (1943), equivalente de las «Couches rouges intermediaires» de Kromm (1966). Posteriormente fue definida como Fm. de Bellmunt por Gich (1969). Esta formación engloba una sucesión detrítica continental situada encima de los depósitos de la Fm. de Coubet, a la que pasa transicionalmente.

Los materiales continentales de la Fm. de Bellmunt ocupan el núcleo del sinclinal de Ripoll. En esta Hoja prácticamente no afloran dichos materiales, para mayor información ver Hoja de La Pobla de Lillet (Vergés *et al.*, 1993).

La serie de la Fm. de Bellmunt realizada en la carretera a Sant Jaume de Frontanyà, (Hojas de Lillet y Berga) discurre por el flanco este del anticlinal de Vilada-Lillet. La serie estudiada, desde el techo de la Fm. Coubet-Cal Bernat hasta la base de los conglomerados de Frontanyà (unidad de conglomerados D) está formada por 1200 m de lutitas, areniscas y pasadas esporádicas de conglomerados. A los 138 m de la base aflora un nivel métrico constituido por una lumaquela de nummulites, alveolinas y otros bioclastos junto con restos vegetales interpretada como un nivel marino. En la parte media de la serie, a los 580 m y a los 670 m afloran dos niveles lacustres (de 12 y 6 m de potencia respectivamente) constituidos por lutitas y margas arenosas y capas de carbón centimétricas intercaladas. El nivel contiene gran cantidad de restos fósiles de vegetales, gasterópodos y vertebrados.

Los materiales anteriormente descritos, pasan lateralmente a un abanico de conglomerados (epígrafe 20), procedente del desmantelamiento del manto del Pedraforca.

El estudio palinológico, junto con la fauna de primates y pequeños artiodáctilos y cocodrílidos indicaría un tipo de clima más cálido y húmedo que el actual (Busquets *et al.*, 1986; Moya *et al.*, 1991).

La datación de la Fm. de Bellmunt sólo puede efectuarse en base a las faunas de mamíferos situadas en la parte baja de la formación y en el nivel lacustre más alto. La existencia de *Pseudoltinomy* sp. y *Pivetonia* indican una edad Bartonense inferior y situado más alto que el yacimiento de Capella. En el nivel lacustre superior, la existencia de *Pseudoltinomy* aff. *cosetanus*, junto a una mayor diversidad de roedores y a una especie de *Pivetonia* sugiere una edad Bartonense medio y correlacionable con el yacimiento de Pontils (Moya *et al.*, 1991).

Los sedimentos continentales rojos de la formación Bellmunt constituyen la parte proximal de un conjunto de abanicos deltaicos. Estos se desarrollaron en los bordes norte y noroccidental de la cuenca surpirenaica eocena durante el Eoceno medio.

En el ámbito de la Hoja de Berga, la Fm. Bellmunt aflora incompleta en el antepaís (flanco norte del sinclinal de Les Lloses), quedando cortada por el cabalgamiento de Vallfogona (fig. 2). La máxima potencia aflorante es de 250 m.

El límite inferior no aflora en esta Hoja. El límite superior se corresponde con el cambio de facies que representan los materiales del Eoceno superior marino, asociado localmente a una discordancia.

Se trata de una serie roja compuesta por areniscas, lutitas, y en menor proporción, conglomerados. Los cantos conglomeráticos son predominantemente de cuarzo y de rocas metamórficas, mientras que las areniscas son predominantemente arcósicas.

Los cuerpos areniscosos y areniscoso-conglomeráticos tienen morfología canaliforme, encontrándose estratificación cruzada planar y en surco, así como una ordenación grano-

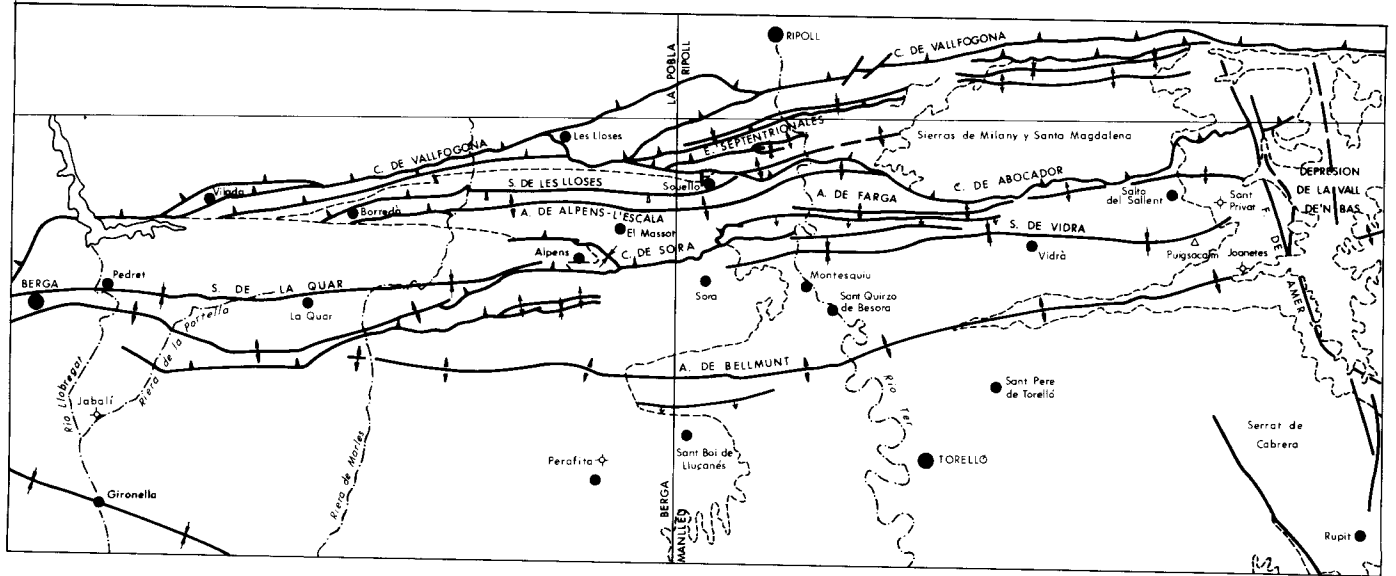


Fig. 2 - Mapa de situación de las estructuras tectónicas y localidades citadas en el texto

decreciente. Su espesor oscila entre los 2 y los 4 m. Las areniscas finas y lutitas, si no están relacionadas con el relleno de canales, se presentan en capas planoparalelas a escala métrica y decamétrica, con frecuentes amalgamaciones, bioturbación y laminación cruzada de pequeña y mediana escala. El espesor de los tramos lutíticos puede llegar a ser decamétrico.

Estos materiales se depositaron en un medio de llanura aluvial y de llanura deltaica, relacionado en posiciones distales con materiales depositados en un ambiente de frente deltaico (Fm. Barcons; Gich, 1972) y prodeltaico (Fm. Banyoles; Ríos y Masachs, 1953). Los materiales correspondientes a estas formaciones, aunque no afloran en la Hoja, han sido testificados en los sondeos de Perafita y Jabalí (IGME, 1987) y se han representado en los cortes geológicos.

#### Areniscas con glauconita de Puigsacalm inferior (21).

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 estos aportes son prácticamente inexistentes en el borde norte de la cuenca. Es precisamente este borde septentrional el que aparece representado en la Hoja de Berga.

La unidad aflora únicamente en el flanco norte del sinclinal de Les Lloses, donde pueden observarse algunos cortes representativos, y en el núcleo del anticlinal de Alpens, donde su exposición es muy defectuosa (fig. 2). En síntesis, se trata de una reducida serie areniscosa de orden métrico a decamétrico, con acumulaciones puntuales de glauconita y bioclastos. Su espesor se reduce hacia el norte y hacia el W, donde desaparece en las cercanías de la riera de Merlés (fig. 2).

En las Hojas adyacentes de Manlleu (294; Saula *et al.*, 1993) y Ripoll (256; Vergés *et al.*, 1993) se comprueba como la unidad mencionada desaparece hacia el norte, mientras que hacia el sur se produce un espectacular aumento de potencia y un marcado cambio de facies.

El límite inferior está representado por el cambio brusco de facies continentales a marinas anteriormente citado. Asimismo, en las adyacentes Hojas de Manlleu (294; Saula *et al.*, 1993) y Ripoll (256; Vergés *et al.*, 1993), existe en las posiciones más septentrionales una importante discordancia angular. El techo está caracterizado por un hard ground bien desarrollado.

Una serie sintética incluye los siguientes términos: un tramo conglomerático basal de potencia decimétrica a métrica, procedente del reabajamiento 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. 3a). 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. 3b).

Los materiales de esta unidad se depositaron en un ambiente de plataforma siliciclástica. Su margen más septentrional, el que aflora en esta Hoja, se vió sometido a un régimen de sedimentación muy restringido o nulo, como atestiguan el escaso espesor de sedimentos y los numerosos y bien desarrollados niveles de condensación. En la Hoja adyacente de Manlleu (294; Saula *et al.*, 1993) se observa como hacia el sur la unidad está representada por 500 m de sedimentos en facies de nearshore y offshore.

Limos masivos y margas limosas de Puigsacalm medio (22).

Esta unidad se compone de un conjunto masivo de areniscas muy finas y limos que afloran en el núcleo del anticlinal de Alpens y en el flanco norte del sinclinal de Les Lloses (fig. 2).

La unidad sufre un acuñamiento hacia el norte y hacia el oeste. Los 154 m medidos en el flanco sur del anticlinal de Alpens se reducen a 84 m en el flanco norte del sinclinal de Les Lloses, situado al norte del mismo. Hacia el oeste, esta unidad desaparece en las proximidades de la riera de Merlés (fig. 2).

El límite inferior está representado por un hard ground. El límite superior corresponde a otro hard ground bien desarrollado, acompañado de un cambio brusco de facies.

En las series medidas en el núcleo del anticlinal de Alpens se diferencian dos tramos principales. El basal corresponde a una serie monótona de areniscas muy finas y limos, generalmente masivos, en el que aparecen esporádicamente laminaciones paralelas y onduladas muy laxas. Puede intuirse en algunos casos una ciclicidad aproximadamente simétrica en la sucesión arenisca muy fina/limo. El contenido bioclástico es notoriamente escaso. Hacia la base se hallan intercaladas algunas capas de escasos centímetros de arenisca fina con laminación cruzada de pequeña escala. Los restos vegetales son abundantes.

El tramo superior, que se acuña hacia el norte, es más carbonático y contiene niveles de arenisca fina muy bioclásticos interestratificados entre margas abundantemente fosilí-

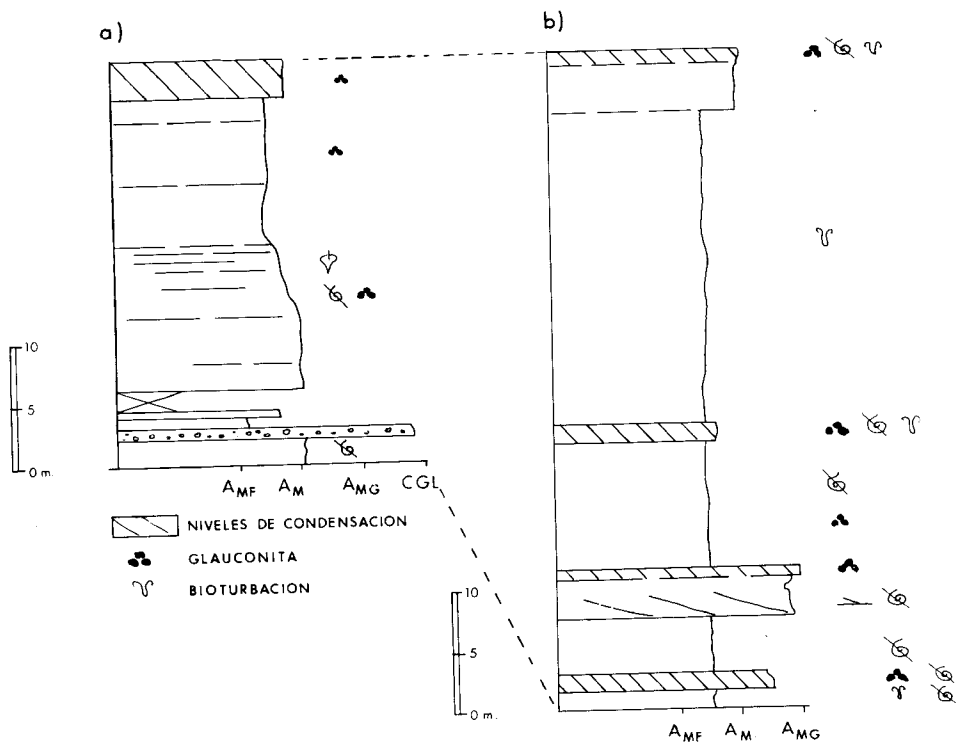


Fig. 3 - Columnas estratigráficas de la unidad Puigsacalm inferior.

feras. En ellas se ha identificado la siguiente asociación faunística: *Nummulites perforatus*, *N. hottingeri*, *N. praegarnieri*, *N. beaumonti*, y *N. colomi*, indicando una edad Bartonense. Hacia el techo estos materiales presentan discordancias intraformacionales, finalizando la unidad en un nivel de condensación manifestado por una gran acumulación de glauconita.

Las facies de esta unidad se depositaron en un ambiente de offshore. Las discordancias intraformacionales han sido interpretadas como el producto de un proceso de inestabilización en la cuenca.

Es de destacar la presencia de un cuerpo arenoso de importantes dimensiones situado inmediatamente debajo del nivel de condensación del techo y adyacente al 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. 2). Su espesor máximo es de 15 m y desaparece acuñándose 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 areniscoso. A partir de este esquema, podría asociarse este cuerpo areniscoso 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, a partir de datos obtenidos en la Hoja adyacente de Manlleu (294; Saula *et al.*, 1993). 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 acuñaamiento hacia el norte de la unidad puede ser explicado por erosión, como lo atestiguan la presencia del canal areniscoso descrito previamente y la desaparición del tramo superior de la unidad en posiciones septentrionales.

Lutitas rojas, conglomerados, areniscas y margas de Puigsacalm superior (23, 24, 25)

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 en dicho sector hasta entrado el Oligoceno.

Los abanicos deltaicos que componen la unidad afloran en el conjunto de estructuras situadas al sur del cabalgamiento de Vallfogona, en el sector oriental de la Hoja (fig. 2). Los mejores cortes se encuentran en los caminos que recorren los valles de orientación N-S. En la Hoja se encuentran representadas principalmente sus partes más proximales. La potencia total de la unidad es de unos 350 m y dentro de la misma se distinguen dos episodios progradacionales mayores.

Cada episodio progradacional incluye, de norte a sur y de techo a base: lutitas rojas, areniscas finas y conglomerados (25), conglomerados, areniscas y margas (24) y margas y areniscas (23).

El límite inferior corresponde al nivel de condensación situado a techo de la unidad infrayacente. Entre los dos episodios progradacionales que la integran se puede encontrar, asimismo, otro pequeño nivel de condensación. El límite superior es un contacto neto entre las lutitas rojas, areniscas finas y conglomerados (25) de esta unidad con los conglomerados, areniscas y margas (26) suprayacentes. Este contacto superior se sitúa entre sedimentos de llanura y abanico aluvial hacia el NW, convirtiéndose su localización exacta

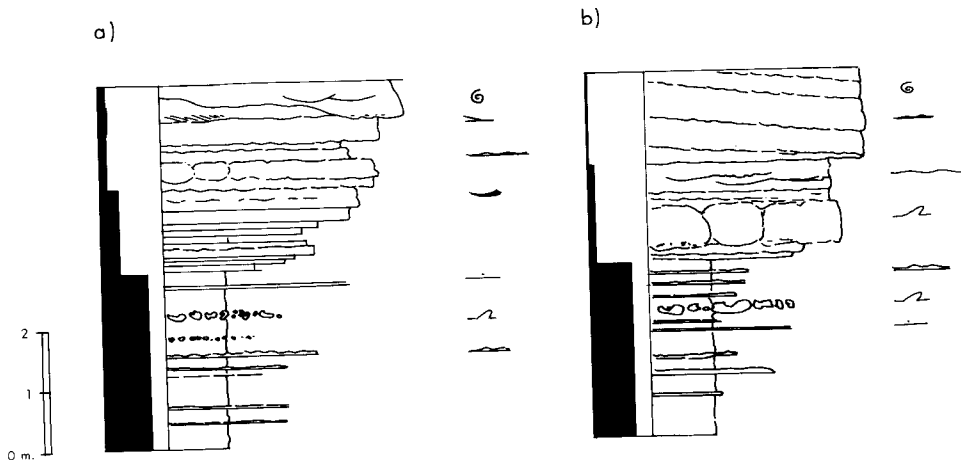


Fig. 4 - Columnas estratigráficas de la unidad Puigsacalm superior.

en un problema; en cambio, es muy claro en la Hoja adyacente de Manlleu (294; Saula et al., 1993), dónde en facies más distales se ponen en contacto sedimentos deltaicos proximales y depósitos de plataforma somera con margas prodeltaicas (Fm. Margas de Vidrà, de Gich, 1972) a través de uno o varios niveles de condensación. Al oeste de la Riera de Merlés (fig. 2), la unidad se superpone directamente a la Fm. Bellmunt (19) a través de una marcada discordancia angular, hasta quedar erosionada más al oeste por el sistema conglomerático de Berga.

Los materiales de la unidad cartográfica (23) 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 hummocky. Pasan transicionalmente a los materiales de la unidad (24), que se componen mayoritariamente de areniscas con margas interestratificadas, con ordenación en ciclos estrato y granocrecientes (fig. 4). 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 arenoso/bioclásticos y los interpretamos como barras de desembocadura de canal (fig. 4a). 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 li-

torales, en los que predomina la influencia del oleaje (fig. 4b). En todos los casos pueden encontrarse sedimentos de llanura deltaica y aluvial (25) como continuación de estos ciclos estrato y granocrecientes. Las facies de llanura deltaica y aluvial son predominantemente areniscosas y lutíticas. Las areniscas suelen presentarse en cuerpos canaliformes, granodecrescientes hacia techo, y con estratificación cruzada planar y surcada en su interior. Su espesor es de orden métrico. Las lutitas se encuentran interestratificadas con areniscas finas, y derivan del desbordamiento de cursos canalizados, representados a su vez por los cuerpos areniscosos.

Se puede considerar a todo el conjunto de sedimentos como constituyente de un sistema de deltas aluviales dominados por fenómenos de crevasse, con un cierto retrabajamiento por oleaje. El estudio de las paleocorrientes y de la evolución lateral de las facies indica una polaridad esencialmente SSE. En posiciones surorientales, estos materiales se interdigitan con sedimentos depositados en una plataforma mixta (Hoja de Manlleu; Saula *et al.*, 1993; cortes geológicos).

#### Lutitas rojas, conglomerados y areniscas de Vidrà inferior (26, 27)

La unidad 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, tal como se observa en la Hoja de Manlleu (294; Saula *et al.*, 1993).

Está compuesta por dos episodios progradacionales de sistemas de abanicos deltaicos. El medio sedimentario es muy similar al descrito para la unidad infrayacente, por lo que se omitirá una descripción detallada de litología y de facies.

La unidad cartográfica (27) corresponde a los conglomerados, areniscas y lutitas rojas que representan las partes más proximales de estos abanicos deltaicos. La unidad (26) corresponde a los conglomerados, areniscas y margas en facies de frente deltaico.

La cartografía de los contactos inferior y superior ha resultado problemática. El contacto inferior, que en la Hoja de Manlleu (294; Saula *et al.*, 1993) corresponde a los niveles de condensación que aparecen a la base de la Fm. Margas de Vidrà (Gich, 1972) y que se superponen a las areniscas finas de la unidad Puigsacalm superior, viene aquí representado por una intercalación marina de materiales de frente deltaico (26) que se superpone a una serie roja de llanura deltaica y aluvial. A su vez, estos materiales de frente deltaico pasan transicionalmente hacia el noroeste a sedimentos de llanura deltaica y aluvial (27), resultando el contacto de difícil precisión. El problema se repite también a techo, pues el contacto con la unidad suprayacente -un nuevo episodio progradacional mayor de un sistema de abanicos deltaicos- tiene las mismas características.

La polaridad de estos abanicos deltaicos es SE en la Hoja de Berga; tiene por lo tanto más componente este que la unidad infrayacente. Las facies son también más proximales en una misma vertical.

Lutitas rojas, conglomerados y areniscas de Vidrà superior (28, 29)

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

La unidad aflora únicamente en el flanco sur del anticlinal de Alpens y en el núcleo del anticlinal de Bellmunt (fig. 2).

El máximo espesor medido de esta unidad, en el núcleo del anticlinal de Bellmunt, es de 375 m (parte de la serie aflora en la Hoja de Manlleu (294). Hay que tener en cuenta que el contacto superior con el Sistema aluvial de Berga es erosivo y puede faltar parte de la serie. En el flanco sur del anticlinal de Alpens (fig. 2) pueden efectuarse cortes más o menos completos en valles orientados N-S.

Litología y facies de esta unidad son nuevamente muy similares respecto a la unidad infrayacente, por lo que se omitirá una descripción detallada de la misma. Los materiales de la unidad (29) pertenecen a un conjunto de conglomerados, areniscas y lutitas rojas en facies de llanura aluvial y deltaica. Estos materiales evolucionan transicionalmente hacia el sureste a conglomerados, areniscas y margas (28), en facies de frente deltaico. Este conjunto de abanicos deltaicos estuvo dominado por procesos fluviales, aunque en algunos casos se observa una pequeña influencia de olas y mareas.

El contacto inferior de la unidad se sitúa a la base de una intercalación de materiales marinos de frente deltaico (28) que se superpone con gran extensión a materiales en facies de llanura aluvial. Estos materiales marinos evolucionan vertical y lateralmente, hacia el noroeste, a materiales continentales de abanico aluvial (29). En esta posición, el contacto puede producirse a través de una importante discordancia, que fosiliza estructuras. Este mismo contacto se sitúa en la Hoja de Manlleu (294) entre los niveles areniscos situados a techo de la unidad Vidrà inferior (areniscas de Orís; Reguant, 1967) y el potente tramo margoso con discordancias intraformacionales suprayacente.

A grandes rasgos, las partes más proximales de esta unidad se sitúan hacia el norte, aunque 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. En la Hoja adyacente de Manlleu (294; Saula *et al.*, 1991) la unidad tiene una clara tendencia progradacional hacia el sur.

Conglomerados, areniscas y lutitas rojas del Sistema Aluvial inferior de Berga (31, 32).

El Sistema Aluvial de Berga representa el cambio a unas condiciones de sedimentación endorréica 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. Estos tres sistemas se superponen en el tiempo y en el espacio.

El Sistema Aluvial inferior está formado por conglomerados, areniscas y lutitas rojas, existiendo un predominio hacia el norte de los conglomerados (31), bien representados en el flanco norte del sinclinal de la Quar (fig. 2). Los conglomerados dan paso transicionalmente hacia el sur, a lutitas rojas con intercalaciones de areniscas y conglomerados (32). En la franja norte (entre Berga y Alpens) abundan aún numerosas intercalaciones de capas de conglomerados, bien representados en el corte del embalse de La Baells, mientras que al sur de Alpens dichas intercalaciones desaparecen. La franja este al sur de Alpens tiene en general mala exposición, si bien puede realizarse un corte completo por la carretera que une Sant Boi de Lluçanès y Perafita (fig. 2)

En la sucesión vertical de toda la unidad, tanto en el norte como en el sur, se puede observar como predominan hacia el techo las facies más groseras que indican el carácter progradante del sistema aluvial.

La potencia de esta unidad en su parte más proximal (flanco norte del sinclinal de la Quar, entre Berga y Borredà), oscila alrededor de los 750 m, reduciéndose progresivamente en sus partes más distales hasta los 350 m testificados en el sondeo de Perafita (fig. 2).

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, 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 la unidad Vidrà superior (29), mientras que en el Sistema Aluvial inferior de Berga (32) el contenido es más poligénico, existiendo entre un 20 y un 30% de cantos de granito. Este porcentaje se refleja también en un contenido más feldespático de las areniscas. El límite superior corresponde a una ruptura sedimentaria caracterizada por un cambio brusco entre facies relativamente proximales situadas a techo de la unidad, y facies relativamente más distales situadas a la base de la unidad suprayacente. El límite está bien representado en el sector norte, al existir una potente intercalación en la sucesión conglomerática, de lutitas rojas y areniscas que marcan la base de la siguiente progradación aluvial. Este límite es más difícil de distinguir en posiciones distales, donde las facies son más homogéneas.

Las sucesiones verticales sintéticas son las siguientes:

a) Franja norte entre Berga y Alpens.

Predominan en la base niveles de conglomerados de entre 2 y 4 m de potencia, con base erosiva generalmente plana a escala de afloramiento, aunque en ocasiones se presenta con morfología canaliforme. En su interior se observa estratificación paralela, cruzada planar y surcada, cantos imbricados y en ocasiones secuencias granodecrecientes de relleno de canal. Aparecen interestratificadas numerosas intercalaciones de areniscas y lutitas rojas bioturbadas, correspondientes a niveles de desbordamiento, observándose en algunos casos ciclos grano y estratocrecientes (32). Hacia el techo de la sucesión disminuyen las intercalaciones de areniscas y lutitas. La potencia de las capas de conglomerados aumenta hasta los 90 m, aumentando asimismo el diámetro máximo de los cantos. Los conglomerados son por lo general masivos, observándose cicatrices erosivas mayoritariamente planas y de gran continuidad lateral. También aparecen ocasionalmente intercalaciones areniscosas lenticulares en las que se observan laminaciones cruzadas, así como numerosos cantos imbricados. Las paleocorrientes indican en general un sentido sur (160 N - 190 N) (31).

Esta sucesión representa la progradación de un sistema aluvial, cuyas facies apicales están representadas por los conglomerados situados en su parte superior (31). Las facies situadas en la parte inferior de la sucesión y en los extremos oriental y occidental del sector norte, corresponden a unas facies aluviales distales.

b) Franja Este al Sur de Alpens.

La sucesión vertical está compuesta por una secuencia esencialmente granocreciente, en la que hay un claro predominio de los tramos lutíticos. Aparecen también intercalaciones de capas areniscosas de potencia decimétrica a métrica, y ocasionalmente intercalaciones conglomeráticas menos abundantes hacia el sur. 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, con continuidad lateral hectométrica. 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.

Conglomerados, areniscas y lutitas rojas del Sistema Aluvial medio de Berga (32, 33).

Esta unidad es muy similar a la anterior en litología, facies y distribución espacial. Se trata de la segunda progradación dentro del Sistema Aluvial de Berga.

Los materiales correspondientes a la unidad cartográfica (33) están constituidos esencialmente por conglomerados. Se encuentran representados en el flanco norte del sinclinal de la Quar. Puede observarse muy bien su sucesión vertical en el sendero que une Borredà y La Quar (fig. 2). Los materiales de la unidad (32), constituidos por lutitas rojas, areniscas y conglomerados, están bien representados en el núcleo del anticlinal de Berga, donde éste está cortado por el río Llobregat y por la riera de La Portella (fig. 2).

También puede realizarse un corte completo por la carretera que une Perafita con Prats de Lluçanès.

La potencia de esta unidad oscila entre los 1000 m en el flanco norte del sinclinal de La Quar (fig. 2) y los 375 m medidos entre Perafita y Prats de Lluçanès.

El cambio brusco entre las facies relativamente más proximales de la unidad infrayacente y las facies relativamente más distales de esta marcan la base de la unidad. Este límite se encuentra bien representado en facies proximales, siendo en facies distales de más difícil precisión. El límite superior es de idénticas características al inferior. Entre el Sistema Aluvial medio y el superior se sitúa, además, el Nivel Brechoide de Berga (34), que permite delimitar y cartografiar con precisión el techo de esta segunda progradación.

Las facies de esta unidad son muy similares a las del Sistema Aluvial inferior, por lo que se omitirá una descripción detallada de las mismas. Por lo general su exposición es mejor, y el área aflorante es mayor y más accesible. Los materiales de la unidad (33) están compuestos esencialmente por una sucesión de capas de conglomerados, cuyo espesor aumenta de base a techo hasta llegar a 150 m. Estos presentan un predominio de la estratificación horizontal, con intercalaciones areniscosas lenticulares. Pasan transicionalmente al sur, a lutitas rojas, areniscas e intercalaciones de conglomerados (32), que desaparecen al sur del anticlinal de Berga (fig. 2). La sucesión vertical está formada a grandes rasgos por una secuencia estrato y grano creciente. La litología de los cantos es muy similar a la de la unidad infrayacente, si bien cabe señalar que existe un pequeño aumento del porcentaje de cantos graníticos, situándose la media alrededor del 35%. Las paleocorrientes medidas en esta unidad oscilan entre 160 N y 270 N. La distribución espacial de estas paleocorrientes queda esquemáticamente representada en la fig. 5.

Los materiales de esta unidad se depositaron en un sistema fluvio-aluvial tipo braided, con alguna intercalación en la parte superior de niveles producto de flujos masivos de sedimento. Las facies apicales o de abanico proximal están distinguidas mediante el epígrafe 33; las facies de abanico distal están representadas en el epígrafe 32 (sector norte); y las facies de orla de abanico están representadas en el epígrafe 32 (sector sur).

### 2.2.3. Oligoceno

– *Nivel Brechoide de Berga (34).*

Dentro del Sistema Aluvial de Berga se ha identificado, a techo del segundo episodio progradacional, un nivel conglomerático brechoide de gran continuidad lateral. Ha sido interpretado por Saula y Mató (1991) como el producto de flujos masivos de sedimento. Sus características distintivas han permitido cartografiarlo en toda la extensión de la Hoja, convirtiéndose en un magnífico utensilio de trabajo en el estudio del sistema aluvial.

La extensión lateral mínima del nivel brechoide es de 75 km<sup>2</sup>. La litología de los cantos consiste, en más de un 80%, en brechas calizas mesozoicas, siendo el resto brechas provenientes de rocas de diversas litologías, predominando el granito y las rocas metamór-

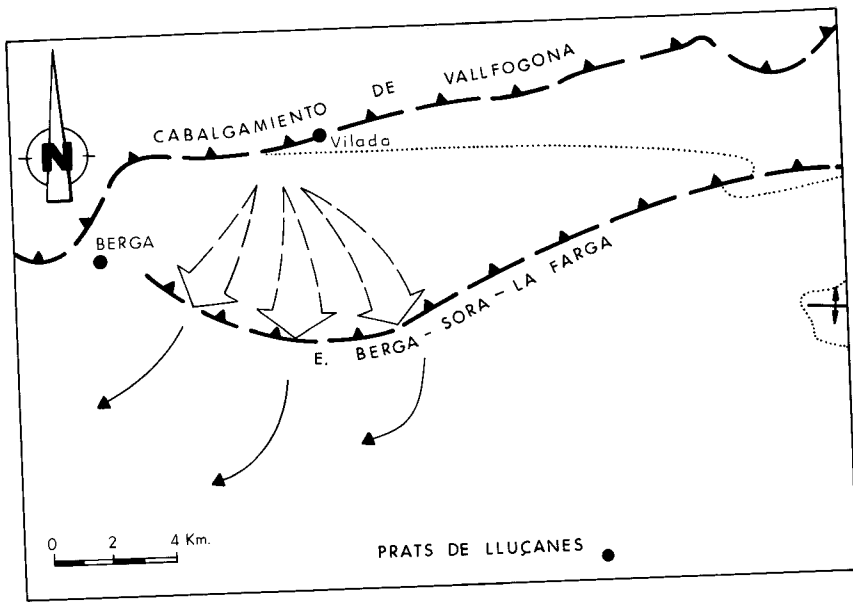


Fig. 5 - Esquema de paleocorrientes de la unidad aluvial media en el Sistema aluvial de Berga.

ficas. Esta proporción es única en el Sistema Aluvial de Berga, muy polimíctico en conjunto. El espesor del nivel oscila entre los 8 m medidos en posiciones proximales del sistema aluvial (sinclinal de La Quar) y los 1 o 2 m aflorantes en áreas distales.

El nivel brechoide está integrado por una sucesión de intervalos de debris flow gradados, desorganizados y intervalos con débil estratificación paralela. Atendiendo a las características de los intervalos gradados, pueden diferenciarse tres zonas en el ámbito del sistema aluvial en las que el nivel brechoide muestra sucesiones distintas. En posiciones proximales (sinclinal de La Quar) el nivel brechoide incluye debris flows de espesor métrico, con clastos de diámetro decimétrico y métrico, y estructura interna desorganizada o débilmente organizada, así como debris flows gradados y de menor espesor (fig. 6a). Distalmente (flanco sur del anticlinal de Berga, entre esta localidad y la Riera de la Portella) predominan intervalos gradados de mayor espesor, aunque también afloran intervalos desorganizados de espesor decimétrico (fig. 6b). En las posiciones más distales (sector sur de la Riera de Merlés y alrededores de Prats de Lluçanès) el nivel brechoide está representado por una sucesión turbidítica de limos calcáreos, con aspecto de caliza lacustre. Algunas capas tienen en la base un intervalo gradado compuesto por brechas milimétricas (fig. 6c).

Los intervalos gradados tienen una extensión lateral hectométrica e incluso kilométrica. La gradación puede ser granocreciente, granodecreciente o granocreciente a granodecreciente. El mecanismo de soporte de los granos es granosoportado-rico en matriz en los intervalos granocrecientes, y puede oscilar entre granosoportado y plenamente matriz-soportado en los intervalos granodecrecientes. Los intervalos gradados pueden contener



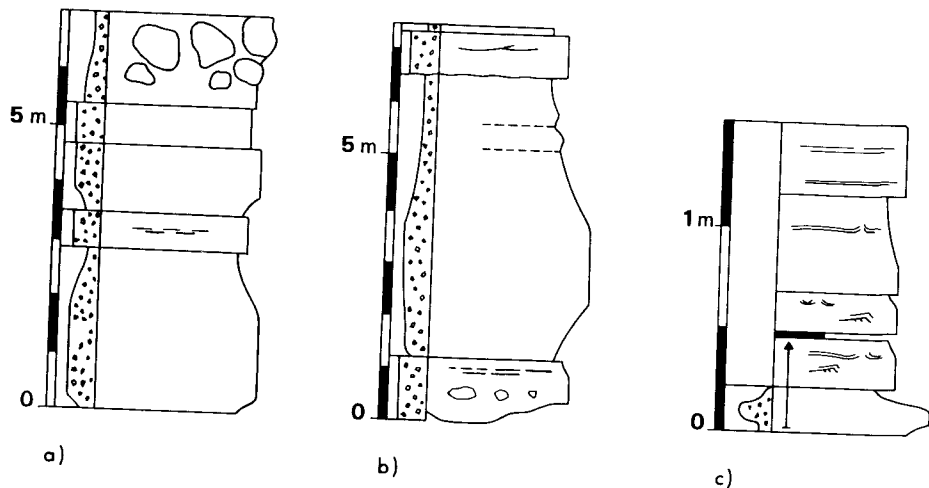


Fig. 6 - Columnas estratigráficas de la capa de brechas calcáreas.

intercalaciones centimétricas de areniscas o brechas microconglomeráticas, de escasa continuidad lateral, con contactos difusos o transicionales. Pueden también dividirse, originando dos o más nuevos intervalos gradados, y también pasar lateralmente a intervalos con estratificación paralela. Estos fenómenos han sido interpretados por Saula y Mató (1991) como el resultado de procesos de dilución del flujo, en algunos casos acompañados por fenómenos de surgencia.

La composición monomítica de las brechas, que implica un área fuente restringida, y la gran cantidad de agua considerada necesaria para depositar cada evento del nivel brechoide, sugiere a Saula y Mató (1991) el desmoronamiento de una presa como mecanismo generador del flujo. La presa pudo originarse mediante un gran desprendimiento de ladera, que involucró a las calizas mesozoicas que componen las brechas, y colapsó un paleovalle de la cabecera. El desmoronamiento de la presa involucró al sedimento que la constituía en sucesivos debris flows.

Conglomerados areniscas y lutitas rojas del Sistema Aluvial superior de Berga (35, 36 y 37).

Esta unidad constituye la tercera progradación dentro del Sistema Aluvial de Berga. Sus características son muy similares a las de las dos anteriores progradaciones. Es la unidad estratigráfica terciaria más moderna que aflora en la Hoja.

Los mejores cortes pueden realizarse en La Quar, donde afloran las facies más proximales, y en la carretera que une Berga con Pedret (fig. 2). La máxima potencia aflorante es de aproximadamente 400 m.

El límite inferior de la unidad está marcado por el contacto neto con el techo del Nivel Brechoide de Berga (34). Dónde este nivel no aparece, el límite se observa por el cambio

brusco entre las facies proximales del techo de la unidad infrayacente y las relativamente más distales de la base de ésta.

Litológicamente se compone, de base a techo, por lutitas rojas y areniscas (35); areniscas arcósicas y lutitas rojas con intercalaciones de conglomerados (36); y conglomerados (37). Las facies son muy similares a las descritas en los Sistemas Aluvial inferior y medio, por lo que se omitirá una descripción detallada de las mismas. Como particularidad, cabe destacar que la litología de los cantos en los conglomerados del epígrafe 37, es predominantemente granítica (50%). Esta composición se refleja distalmente en potentes niveles areniscos arcósicos que resaltan por su color blanco. Se sitúan en posiciones estratigráficas equivalentes a los conglomerados del epígrafe 37. Estos niveles arcósicos presentan magníficos ejemplos de estratificación cruzada surcada, y han sido interpretados como cuerpos fluviales braided.

Los materiales de esta unidad se depositaron en un sistema fluvio-aluvial tipo braided. En ella se hallan representadas las facies apicales o de abanico proximal (37), las facies de abanico distal (36), y las facies de orla de abanico (35).

#### 2.2.4. 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), como acumulaciones de limos coluviales con componentes aluviales en las cabeceras de los valles y como formaciones carbonatadas continentales (Travertinos de la Baells). En conjunto su extensión areal es poco importante recubriendo una superficie que no llega al 20 % de la Hoja.

Si bien regionalmente se describen un total de cinco niveles de terraza para el río Llobregat en la hoja que nos ocupa solo se tiene constancia de los situados a + 2-4 y + 30-40 faltando niveles intermedios y superiores.

##### – *Terraza alta* (38)

Corresponden a los niveles más elevados identificados en la hoja de los ríos Llobregat (+ 30-40) y Riera de Merlés (+ 10-15). Compuestas por gravas de procedencia pirenaica. En ocasiones puede incluir lentejones de arenas. La potencia puede alcanzar los 7 m ocasionalmente. En este apartado se incluyen aquellos materiales aluviales relacionados con afluentes secundarios correlacionables con el nivel de terraza alta.

##### – *Travertinos de la Baells* (39)

Constituidos por depósitos de carbonatos detríticos con bancos travertínicos de carófitas. La secuencia visible muestra de base a techo travertinos de charáceas, facies detríticas limosas o arenosas y facies arcillosas finamente laminadas.

– *Glacis (Coluvial) (40)*

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 Llobregat en el tramo comprendido entre Berga y Gironella.

– *Terraza Baja (41)*

El nivel de terraza baja (+2-4 m) y aluvial actual está representado en los ríos Llobregat y Riera de Merlés. El material acumulado responde a gravas de procedencia pirenaica que en ocasiones puede incluir lentejones de arenas. Asimismo la terraza baja puede presentar un espesor considerable (superior al metro) de materiales finos atribuibles a depósitos de llanura de inundación.

– *Limos de fondo de valle y de cabecera (42)*

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.

### 3. TECTÓNICA

#### 3.1. TECTÓNICA DE COMPRESIÓN EOCENA

##### 3.1.1. Manto del Cadí

El manto del Cadí está limitado al sur por el cabalgamiento de Vallfogona, el cual representa el cabalgamiento basal (sole thrust) del sistema de cabalgamientos del Pirineo oriental (Muñoz *et al.*, 1986).

El cabalgamiento de Vallfogona tiene una dirección predominantemente E-W tendiendo a flexionarse en las proximidades de los Mantos superiores. Entre los pueblos de Vallfogona y Vilada el cabalgamiento de Vallfogona se resuelve en un sistema imbricado de cabalgamientos de dirección media E-W. Este sistema imbricado intersecta en Vilada al cabalgamiento inferior del manto del Pedraforca. Al oeste de Vilada este último cabalgamiento y el de Vallfogona coinciden en una única superficie.

El límite norte del manto del Cadí se corresponde con el cabalgamiento superior del apilamiento antiformal del Freser, con buzamiento al sur, situado más al norte del sector cartografiado .

La estructura interna del manto del Cadí se caracteriza por un amplio sinclinal (denominado sinclinal de Ripoll) de dirección E - W y ligera vergencia al S. Este sinclinal pliega al manto del Pedraforca y es sincrónico con el apilamiento antiformal del Freser como veremos más adelante.

##### – *Anticlinal de Vilada-Lillet*

Se trata de un anticlinal de dirección NE-SW, paralelo a la traza de la rampa oblicua del manto del Pedraforca, formado por el emplazamiento de este sobre las turbiditas de Campdevàrol. Este anticlinal está posteriormente plegado por el sinclinal de Ripoll (E-W), durante la deposición de los conglomerados D y E, produciendo discordancias progresivas, en la zona de Vilada, la interferencia de las dos estructuras produce un pliegue cóncavo con el eje del cono K, buzando  $80^\circ$  hacia el N28°, y con una cresta (eje D, según terminología de Haman, 1961) buzando  $50^\circ$  también hacia el N28°, con un ángulo de abertura  $\delta/2$  de  $50^\circ$  (fig. 7). Geométricamente se trata de un cono de tipo «A» (según terminología de Martínez, 1983) que se abre según la inclinación de K.

Los citados anticlinales son sincrónicos con el emplazamiento del manto inferior del Pedraforca, tal como demuestra su edad de fosilización y representan la continuación en superficie del cabalgamiento inferior de dicho manto en el antepaís relativo (manto del Cadí). El punto de contorno (tip point) de este cabalgamiento se observa en la charnela del anticlinal de Vilada al NW de dicha población.

De lo anteriormente expuesto puede deducirse que los anticlinales de Vilada y Lillet corresponden a un mismo anticlinal paralelo a las estructuras de dirección NE-SW observadas en el manto y posteriormente plegado y cubierto en su parte central por un conjunto de abanicos deltaicos y aluviales.

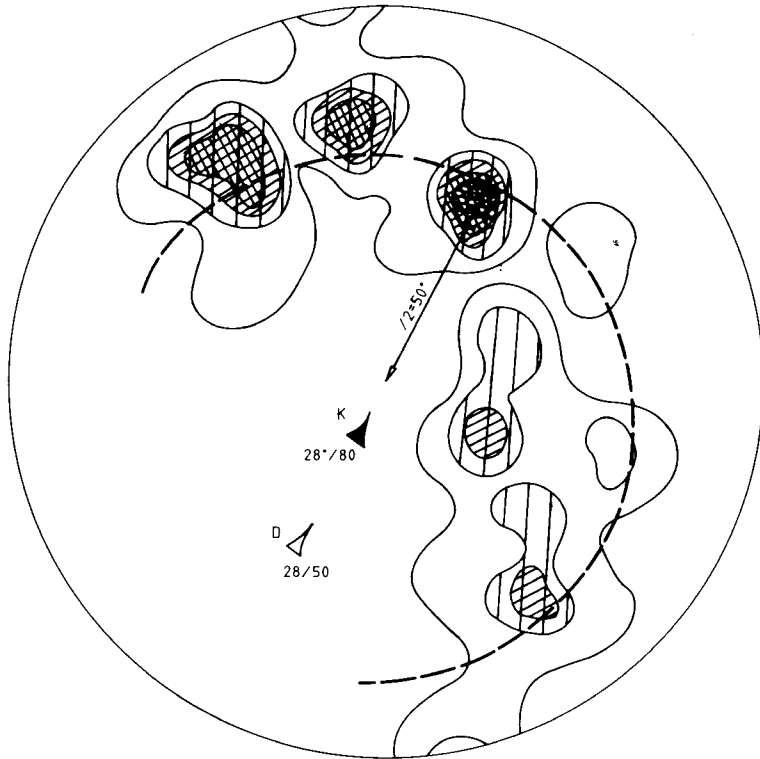


Fig. 7 - Estereograma de la proyección de los polos de las capas del anticlinal de Vilada. Hemisferio superior, red de Schmidt. La disposición en un círculo menor determina su geometría cónica.

Deducida la dirección de transporte, las estructuras descritas de dirección NE-SW que forman la terminación oriental del manto del Pedraforca corresponden a una zona de rampas oblicuas (oblique ramp). El anticlinal de Vilada - Lillet constituye igualmente un anticlinal de contorno oblicuo (oblique tip anticline). El corte realizado (fig. 8) se ha dibujado paralelo a la dirección de transporte en el sector septentrional y perpendicular a las estructuras oblicuas en la zona de rampas oblicuas. Este corte se ha compensado para construirlo geoméricamente posible, siendo la cantidad de acortamiento calculada (47%) superior a la mínima real.

### 3.1.2. Manto inferior del Pedraforca

El contacto norte de los mantos del Pedraforca fueron interpretados como cabalgantes hacia el norte por encima del Eoceno de la Serra del Cadí (Astre, 1924; Jacob *et al.*, 1927). Más tarde, (Ashauer, 1934; Desjardins y Latreille, 1961) describen la unidad del Pedraforca como autóctona, afectada por cabalgamientos de gran ángulo, vergentes al norte en la

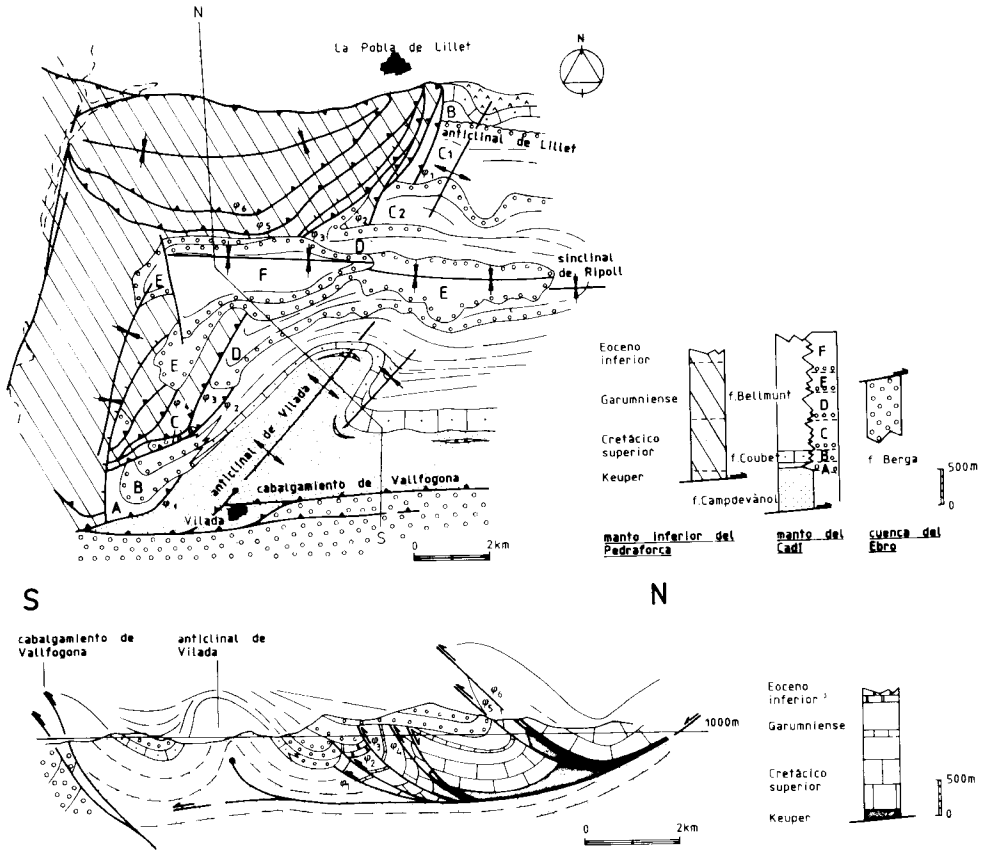


Fig. 8 - Corte de la zona oriental del manto inferior del Pedraforca, en donde se observa la relación de las láminas cabalgantes con los conglomerados sinsedimentarios. Martínez et al. (1988)

parte septentrional y vergentes al sur en la meridional. Diez años más tarde (Séguret, 1970) describe la unidad del Pedraforca como un manto de corrimiento proveniente del norte y cabalgando al Eoceno de la unidad del Cadí, que considera autóctona, mediante los yesos del Keuper, que considera el nivel de despegue. El cabalgamiento norte lo interpreta como el límite septentrional erosionado del manto del Pedraforca. El buzamiento hacia el sur de dicho cabalgamiento, no lo interpretó como un cabalgamiento plegado sino como una geometría original, muy de acuerdo con el concepto de emplazamiento de mantos por gravedad, que era la teoría dominante en el momento. Séguret incluyó en una misma unidad al Manto del Cotiella, a un conjunto de mantos que denominó Unidad Surpirenaica Central (Boixols, Montsec y Sierras Marginales) y al Manto del Pedraforca. Al oeste, separó el Manto de Gavarnie y al este, la unidad autóctona del Cadí. Al inicio de la década de los 70, la unidad del Pedraforca pasa a ser manto del Pedraforca.

En la misma época, Garrido (1972) propone una clasificación distinta de la propuesta de Séguret. El manto del Montsec incluye Cotiella, Boixols, Montsec y Pedraforca. El manto de Gavarnie incluye las unidades de Sierras Marginales, mientras que al este, la unidad del Cadí continúa siendo autóctona.

En la década de los 70, a partir de los datos obtenidos en la explotación petrolera (sísmica y sondeos), se demuestra la importancia del cabalgamiento de Vallfogona, que constituye el límite meridional del manto del Cadí. Los datos a partir de los cuales se demostró la existencia del cabalgamiento figuran en (Clavell *et al.*, 1988). En Muñoz *et al.* (1986) se intenta una clasificación de los mantos surpirenaicos atendiendo a su posición estructural. Los Mantos superiores constituidos por rocas mesozoicas principalmente (Figueres-Montgrí, Pedraforca, Boixols, Montsec, Sierras Marginales, y Cotiella). Los Mantos inferiores constituidos por rocas paleógenas y unidades con basamento (Cadí y Gavarnie). Así, los Mantos superiores se encuentran siempre por encima de los inferiores, los cuales tienen su continuidad al norte a través de la zona de les Nogueres (Muñoz *et al.*, 1986).

Recientemente, el manto del Pedraforca ha sido separado en dos, denominados manto superior y manto inferior del Pedraforca, con geometrías y edades de emplazamiento muy diferenciadas (Vergés y Martínez, 1988). El manto superior está separado del inferior mediante el cabalgamiento inferior del pico del Pedraforca, que puede seguirse bajo los materiales del Cretácico inferior aflorantes en el pico del Pedraforca y Serra de Clotarons (Vergés y Martínez 1988). Se ha de señalar que Séguret (1970) separa los materiales del Cretácico inferior del pico del Pedraforca mediante un cabalgamiento, aunque no hace ninguna otra mención.

#### – Límites del manto inferior del Pedraforca

Los límites del manto inferior del Pedraforca corresponden a un límite erosivo en su parte norte, mientras que el límite este y el límite sur constituyen límites con la misma disposición que tuvieron durante su emplazamiento, deducido del conjunto de materiales que fosilizan dichos límites. Así el límite norte constituye una zona de rampa de muy pequeño ángulo, puesto que sube en la serie del bloque inferior desde el Triás en su parte más occidental, hasta los sedimentos turbidíticos de la Fm. de Campdevàrol en la zona de la Hoja. El límite oriental, tiene una dirección NNE-SSW y el límite sur tiene una dirección aproximada E-W.

#### – Estructura interna del manto

La estructura interna del manto inferior del Pedraforca consiste en un sistema imbricado de cabalgamientos que separan diferentes láminas cabalgantes. Se han podido diferenciar 5 de estas láminas que están constituidas por materiales mesozoicos, paleocenos y eocenos.

Las series realizadas, junto con el mapa geológico permiten observar que los materiales del Cretácico superior y Garumniense se acuñan hacia las láminas situadas en el exterior del conjunto del manto inferior del Pedraforca. Así mientras que la lámina de Vallcebre

(Hoja de la Pobl. de Lillet; Vergés *et al.*, 1993), la más septentrional, tiene un espesor total de más de 2400 m de sedimentos, las láminas más externas no pasan de 500 m.

Los cabalgamientos que forman el sistema imbricado del manto del Pedraforca tienen una geometría similar a la que presenta el cabalgamiento de contorno (el cabalgamiento más externo emergente). Así describen una forma de arco cuyo vértice oriental se sitúa en la intersección de las dos direcciones predominantes de las estructuras (extremo NE del manto inferior del Pedraforca).

Las estructuras internas del manto (cabalgamientos y pliegues) muestran figuras geométricas formadas por la intersección de dos direcciones de plegamiento, que coinciden con las direcciones de las rampas NNE-SSW y E-W. Uno de los ejemplos más conocidos es la cubeta de Vallcebre (Hoja de La Pobl. de Lillet; Vergés *et al.*, 1993).

#### – Relaciones tectónica-sedimentación (Secuencias de cabalgamientos)

##### Límite Oriental del manto (Vilada)

La historia tectono-sedimentaria del emplazamiento del manto inferior del Pedraforca ha podido deducirse debido a la excelente conservación de los depósitos conglomeráticos asociados al manto (capítulo de estratigrafía). En la Fig. 8, de Martínez *et al.* (1988) se muestra un esquema de la relación geométrica existente entre los diferentes tramos conglomeráticos, enumerados de la A a la F, y el sistema imbricado de cabalgamientos correspondiente a la terminación oriental del manto inferior del Pedraforca.

El cabalgamiento 1 corta a los conglomerados A mientras que está recubierto por los conglomerados B. Estos a su vez están cortados por el cabalgamiento 2, que queda fosilizado por los conglomerados C y así hasta los conglomerados F que recubren discordantemente a todas las estructuras imbricadas. Esta disposición estructural donde el cabalgamiento más moderno se produce en el bloque superior (en el traspais) de un cabalgamiento más antiguo indica una propagación de los cabalgamientos fuera de secuencia. Sin embargo es importante notar que el anticlinal de Vilada-Lillet, situado en el bloque inferior del cabalgamiento 1, tiene un crecimiento continuado al menos durante el periodo de tiempo de actividad de los cabalgamientos 1-5, indicando que una parte de la deformación se transmite por el cabalgamiento basal del sistema (cabalgamiento 0) y otra parte de la deformación se transmite al sistema imbricado emergente. En la figura 9, se ha representado una evolución idealizada de la relación de los cabalgamientos y los materiales sinsedimentarios.

##### Deducción de la dirección de transporte

Para deducir la dirección de transporte del manto inferior del Pedraforca sólo puede hacerse a partir de las características geométricas que presentan los cabalgamientos del manto y las estructuras asociadas y de los datos paleomagnéticos comentados más adelante. En los Mantos superiores, al estar emplazados en niveles estructurales altos no existe otros criterios característicos de mantos situados en niveles estructurales más bajos.



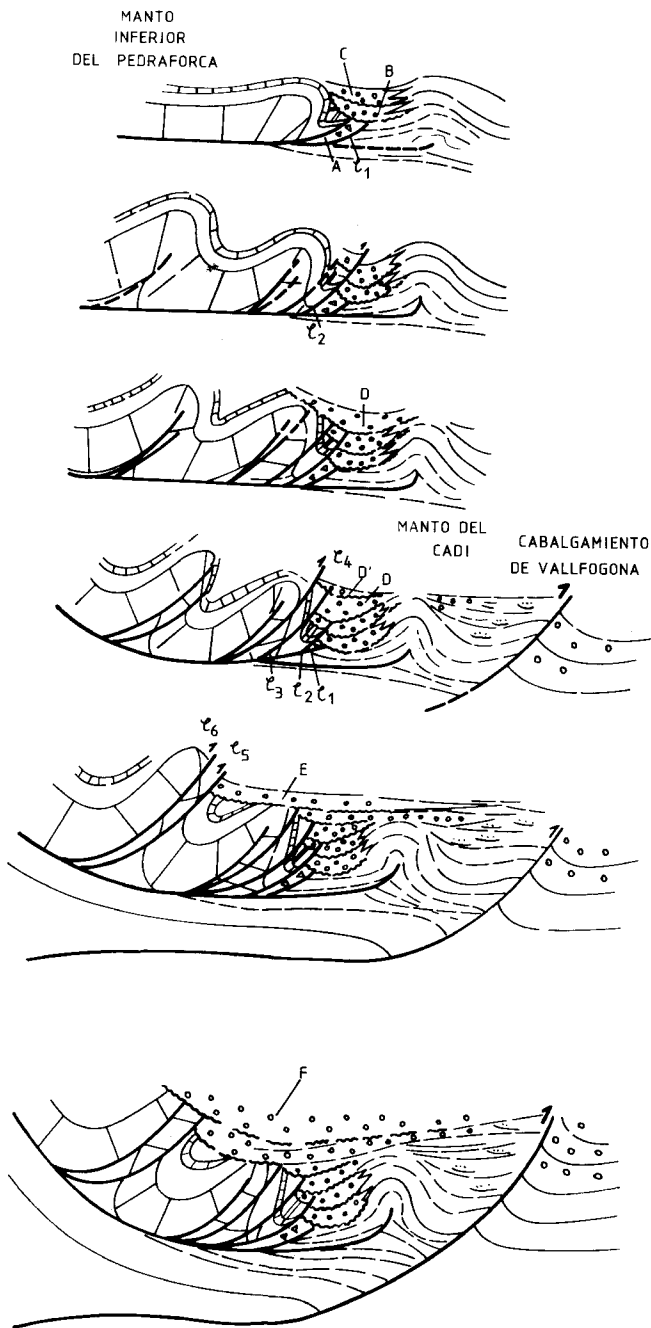


Fig. 9 - Secuencia de varios estadios de emplazamiento del borde oriental del manto del Pedraforca, en donde se observa la relación de las láminas cabalgantes con los materiales sinsedimentarios (Martínez y Vergés, 1984).

Así la geometría en forma de arco de los cabalgamientos septentrionales, indica que la dirección de transporte ha de estar comprendida entre N-165°E y N-225°E. Además, en el río Llobregat se observa un sistema de fallas con una dirección N-15°E sin estructuras de plegamiento asociadas. Estas fallas quedan restringidas al bloque superior del manto inferior del Pedraforca como lo demuestra el hecho que no afectan a los materiales del manto del Cadí, al norte, y a los materiales de la cuenca del Ebro, al sur. Por tanto dicho sistema de fallas puede interpretarse como una zona de rampa lateral con una dirección paralela a la dirección de transporte. La dirección de la falla es N-15°E, dirección que coincide exactamente con la bisectriz del arco anteriormente descrito.

Deducida la dirección de transporte, las estructuras descritas de dirección NE-SW que forman la terminación oriental del manto del Pedraforca corresponden a una zona de rampas oblicuas y el anticlinal de Vilada-Lillet constituye igualmente un anticlinal de contorno oblicuo. Esta interpretación está de acuerdo con los datos paleomagnéticos de muestras del anticlinal de Vilada-Lillet que señalan que dicho anticlinal rotó 20° en sentido antihorario como consecuencia del emplazamiento del manto inferior del Pedraforca (Burbank y Puigdefàbregas, 1985; Dinarés, 1991).

#### Corte compensado y restituído

Corte compensado de el Collet-Porlet tiene una dirección N-S aproximadamente paralela a la dirección de transporte del manto y ha sido realizado al oeste del río Llobregat, estructuralmente contiene manto del Cadí, manto inferior del Pedraforca y cuenca del Ebro. El corte compensado se ha realizado según el criterio de los mínimos desplazamientos, en los imbricados donde la erosión no permite la observación del anticlinal de rampa superior.

#### Acortamiento interno del manto inferior del Pedraforca

El corte compensado y restituído muestra un ángulo de corte de las superficies de cabalgamiento que varía entre 16° y 23°, siendo esta última inclinación la más abundante. El cabalgamiento que limita a la lámina de Vallcebre (la más septentrional) muestra una inclinación de 26°.

El desplazamiento efectuado por el manto inferior del Pedraforca sobre los materiales eocenos del manto del Cadí, a través de su cabalgamiento inferior es superior a los 17.7 km. El acortamiento sufrido por el manto debido a los cabalgamientos imbricados que configuran su estructura interna es de 9.3 km, como mínimo. El acortamiento mínimo se ha efectuado mediante el dibujo de las rampas de bloque superior lo más cerca de la superficie topográfica actual, cuando la erosión no permite cartografiarla.

El plegamiento del manto debido a la formación del sinclinal de Ripoll en el manto del Cadí (emplazamiento de la unidad Cadí-Port del Compte) es difícil de calcular. Sólo se puede calcular en la zona norte del Pico del Pedraforca, donde corta a conglomerados supuestamente eocenos. De todas maneras, el acortamiento debido al plegamiento posterior del manto inferior del Pedraforca debe ser muy pequeño.

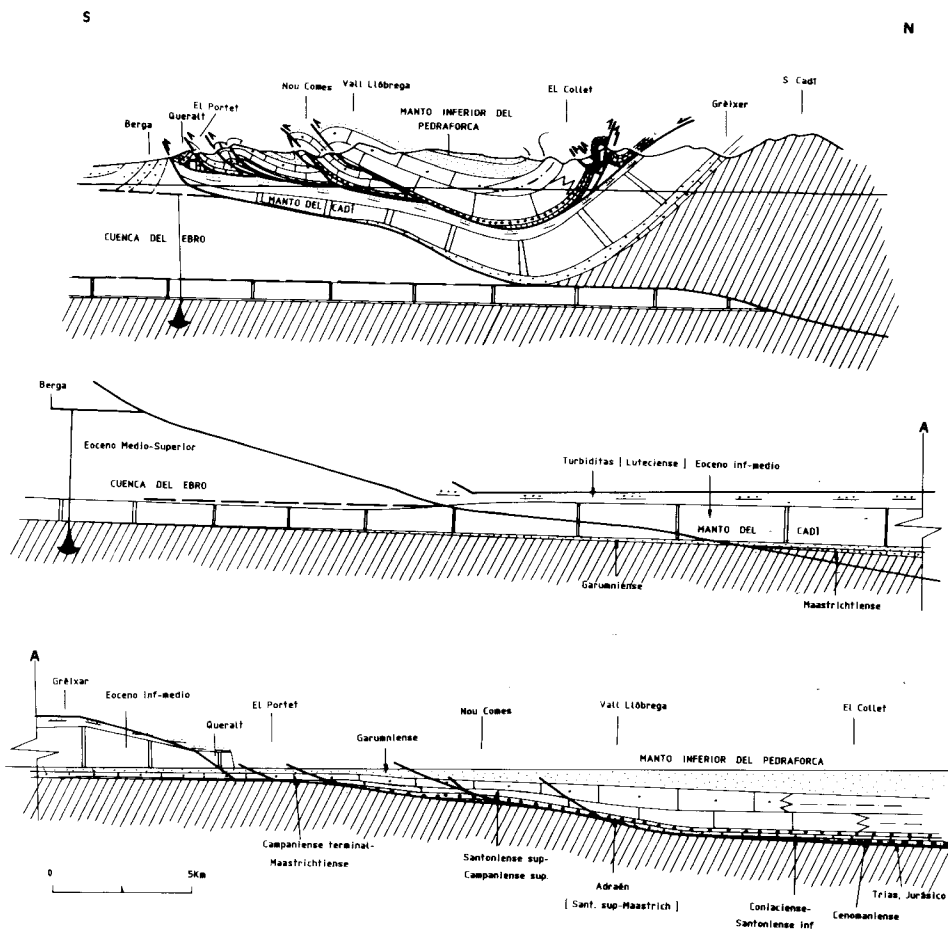


Fig. 10 - Corte N-S compensado y restituido, paralelo al río Llobregat, situado al W de éste.

## Paleomagnetismo

La información paleomagnética disponible de las rocas del manto inferior del Pedraforça son escasas por el momento (trabajos en curso de J. Dinarés y P. Keller).

En cambio, los materiales eocenos del manto del Cadí, en el ámbito de la Hoja han sido ampliamente estudiados desde el punto de vista magnetoestratigráfico por Burbank *et al.* (1991b). En este trabajo se analizan las columnas de Bagà (Eoceno inferior) y Gombreny (Eoceno), en el flanco norte del sinclinal de Ripoll y la columna de Sant Jaume de Frontanyà (Eoceno medio y superior), en el flanco sur. Las dataciones paleomagnetotratigráficas en la zona de Sant Jaume de Frontanyà permiten atribuir a los conglomerados mas altos una edad Bartonense superior-Priabonense inferior y situarlos en la Fm.

de Milany (Burbank *et al.*, 1991b). Esta columna también permite reconocer la inexistencia de rotaciones en estos materiales salvo los que están deformados por la rotación del anticlinal de Vilada-Lillet, como ya ha sido comentado anteriormente.

## Cronología de la deformación

### Manto inferior del Pedraforca

La edad de emplazamiento del manto inferior del Pedraforca viene determinada por la edad de los materiales sintectónicos asociados y por las relaciones geométricas de estos con las estructuras tectónicas. Los materiales sinorogénicos asociados al emplazamiento del manto inferior del Pedraforca afloran tanto en la terminación oriental del manto (La Nou), como en su parte frontal (Santa María de Queralt; ver capítulo de estratigrafía). Séguret (1972) señaló dos conjuntos de conglomerados con diferente significado. Los más inferiores, recubrían todas las estructuras (Corte 2 de la Fig. 43, Séguret 1970), y estaban plegados, mientras que los conglomerados superiores de edad Eoceno superior tenían una disposición subhorizontal y por tanto correspondían a la edad de fosilización del manto. Garrido (1972), estudió las brechas marinas con fauna de Queralt y dedujo una edad Cuisiense inferior para la fosilización del manto. Posteriormente Solé Sugañes y Clavell (1973), realizaron un estudio estratigráfico y faunístico detallado de la serie de Queralt y observaron una serie continua hasta el Luteciense inferior y por encima conglomerados discordantes (conglomerados de Berga) atribuidos al Bartonense-Priabonense, de lo cual dedujeron que la edad de fosilización correspondía a la base de estos conglomerados superiores. Garrido (1973) basándose en los datos aportados por Solé Sugañes y Clavell (1973), admitió que debido a la nueva clasificación de la fauna, los sedimentos que fosilizan el manto podrían ser Cuisiense superior o incluso Luteciense más inferior.

La interpretación de todos los datos aportados por los autores citados junto con los datos aportados por el trabajo de Martínez *et al.* (1988) permiten hacer una datación correcta de la edad del movimiento y emplazamiento del manto del Pedraforca. En la terminación oriental del manto se conservan los materiales sinorogénicos situados en ambos bloques del cabalgamiento inferior del manto, mientras que en Santa María de Queralt se conserva una serie continua de edad más inferior que la representada en la Nou, y situada en el bloque superior del cabalgamiento inferior del manto, en una situación de rampa frontal. Así describiremos la interpretación de las series de Santa María de Queralt y de la Nou.

La serie eocena de Queralt corresponde, en conjunto, a depósitos detríticos proximales depositados en ambiente marino (Solé Sugañes y Clavell, 1973). La disposición en abanico de las capas de la serie fue interpretado por los autores como una discordancia progresiva ligada al movimiento de subsidencia. En concreto, el depósito de los conglomerados eocenos indica el período de desplazamiento del manto inferior del Pedraforca, al menos a partir de la base del Cuisiense hasta una edad posterior a los yesos de Beuda, igual que en la terminación oriental del manto (Martínez *et al.*, 1988). Otra de las indicaciones importantes es el medio de emplazamiento submarino al menos de parte del manto. Las partes emergidas, situadas al norte aportaron los bloques de calizas con alveolinas no depositados en esta zona meridional.

En la Nou, el cabalgamiento inferior del manto inferior del Pedraforca se sitúa encima de los yesos de Beuda, por lo que la edad de colocación del manto fue posterior a estos (están situados en el bloque superior del cabalgamiento en Santa María de Queralt y en el bloque inferior en la Nou), aunque las brechas sincrónicas al emplazamiento del manto y a la parte alta de la Fm. de Vallfogona también se encuentran en el bloque superior del citado cabalgamiento en la zona de la Nou (tramo de conglomerados A). El tramo B de conglomerados (equivalente de la Fm. de Coubet-Cal Bernat) continúa indicando condiciones marinas para los materiales relacionados con el emplazamiento. A partir del tramo C de conglomerados (equivalente a la parte inferior de la Fm. de Bellmunt) los sedimentos sinorogénicos indican condiciones continentales.

Los diferentes tramos, A hasta F, de conglomerados indican una continua estructuración de la zona de la terminación oriental del manto (Martínez *et al.*, 1988). La compleja disposición de las discordancias progresivas, tanto en sentido E-W, ligadas a la estructuración de la terminación del manto, como en sentido N-S, ligadas al crecimiento del anticlinal de Vilada-Lillet indican una evolución sincrónica de un sistema de cabalgamientos imbricados emergentes según una propagación fuera de secuencia en la terminación oriental del manto inferior del Pedraforca junto con el crecimiento del anticlinal de Vilada-Lillet hacia el antepaís del manto del Pedraforca (corte geológico II-II').

Resumiendo, las series eocenas representadas en la zona frontal (Santa María de Queralt) y en la zona de la terminación oriental (la Nou) indican un desplazamiento «submarino» del manto inferior del Pedraforca desde al menos el Cuisiense medio (Fm. de Coronas) hasta el Luteciense inferior (techo de la Fm. de Vallfogona). A partir de esta época, los diferentes cabalgamientos que componen el sistema imbricado del manto van siendo fosilizados por diferentes tramos de conglomerados con una edad Luteciense medio (Fm. de Coubet-Cal Bernat) hasta el Eoceno superior tal como indican las dataciones paleomagnetostatigráficas.

### 3.1.3. Antepaís

La estructura del antepaís está caracterizada por un conjunto de pliegues y cabalgamientos que afectan a la serie sedimentaria de edad Eoceno medio - Oligoceno, depositada sintectónicamente. El límite septentrional del antepaís plegado es el cabalgamiento de Vallfogona, que separa estos materiales de los de las unidades Cadí y Pedraforca.

Este conjunto de pliegues y cabalgamientos se ha dividido en dos grupos, atendiendo a su posición geográfica y a la edad de los materiales a los que afectan. Las estructuras septentrionales localizadas entre el cabalgamiento de Vallfogona al norte y el de l'Abocador al sur, afectan sólo a los materiales del Eoceno medio. Las estructuras meridionales, situadas al sur del cabalgamiento de l'Abocador, afectan a todo el conjunto de materiales aflorantes en el antepaís.

#### – Estructuras septentrionales

Las estructuras de este grupo tienen una dirección predominante ENE - WSW, paralela al cabalgamiento de Vallfogona, y una continuidad lateral que sobrepasa los límites de la

Hoja hacia el este (Hoja de Manlleu 294, Saula *et al.*, 1993; Hoja de Ripoll 256, Verges *et al.*, 1993). Estas estructuras forman una estrecha banda que parece continuar, hacia el oeste, hasta las inmediaciones del pueblo de Borredà, donde todo el conjunto queda fosilizado por la discordancia basal del Sistema Aluvial de Berga (fig. 2).

Las estructuras de este grupo, están compuestas por un conjunto de pliegues y cabalgamientos de pequeña envergadura que se entroncan tanto con el cabalgamiento de Vallfogona, situado en el bloque superior, como con el cabalgamiento de L'Abocador, situado en el bloque inferior. La mayoría de los cabalgamientos de este grupo evolucionan a pliegues y pierden entidad hacia el E, quedando fosilizados por materiales de la Fm. Bellmunt (Hoja de Ripoll 256, Verges *et al.*, 1993; cortes geológicos; fig. 2).

#### – Estructuras meridionales

Este grupo de estructuras está constituido a grandes rasgos de norte a sur, por un anti-forme, un sinforme y un antiforme, con una dirección E-W (cortes I-I', II-II' y III-III'). Esta estructuración puede continuarse hacia el este en la Hoja de Manlleu (294; Saula *et al.*, 1993). Las estructuras más representativas son de norte a sur: Cabalgamiento de l'Abocador, antiforme de Alpens-L'Escala, sinforme de la Quar, estructura de Berga-Sora-La Farga y anticlinal de Bellmunt (fig. 2).

Al sur del anticlinal de Bellmunt se sitúa un nuevo grupo de estructuras con una dirección WNW-ESE, estando representado en la Hoja por el sinclinal de Prats (Ramírez y Riba, 1975; fig. 2).

#### Cabalgamiento del Abocador

Constituye la estructura más septentrional del grupo Meridional. Tiene una gran extensión lateral, superior a los 20 km, y está definido en la carretera de Barcelona a Ripoll km. 99.5 por Muñoz *et al.*, (1988). Este cabalgamiento se entronca con el cabalgamiento inferior de la unidad Les Lloses, siendo difícil su continuación al oeste de dicha unidad. Hacia el este es cortado por el sistema de fallas de Amer, quedando finalmente cubierto por los depósitos cuaternarios de la región de Olot (Hojas de Manlleu 294, Saula *et al.*, 1993; y Ripoll 256, Verges *et al.*, 1993; fig. 2). El salto del cabalgamiento es de 800 m en su parte más inferior (Hoja de Manlleu 294; Saula *et al.*, 1993).

#### – Antiforme de Alpens-L'Escala

Es el conjunto de estructuras más septentrional que afecta al Eoceno superior en esta Hoja. Está compuesto básicamente, de norte a sur, por el sinclinal de Les Lloses y por el anticlinal de Alpens-L'Escala (fig. 2). Los pliegues tienen una dirección E-W y efectúan un giro hasta una dirección ENE-WSW en las inmediaciones del pueblo de Borredà. Hacia el este se amortiguan y son cortados por el cabalgamiento de L'Abocador. Hacia el oeste evolucionan a cabalgamientos, que acaban por ser fosilizados por la discordancia basal del Sistema Aluvial de Berga (fig. 2). Esta misma evolución es la que sigue el conjunto de estructuras, de poca extensión lateral, que existe entre la riera de Merlés y el pueblo

de Borredà, si bien algunas de estas estructuras quedan fosilizadas por la discordancia basal de la unidad Vidrà superior. Una característica común en la mayoría de los anticlinales de este grupo, es el buzamiento axial hacia el oeste con valores entre los 10 y 25 grados.

#### – *Sinforme de La Quar*

El sinforme de La Quar tiene una dirección E-W y está bien representado en toda la extensión de la Hoja. Sin embargo es al oeste de la riera de Merlés donde configura una estructura espectacular en el campo, debido a la verticalización de las capas de conglomerados del Sistema Aluvial de Berga, en su flanco norte (corte I-I'). De este a oeste, el sinforme de la Quar se resuelve por un sinclinal-anticlinal-sinclinal, cuyos pliegues septentrionales se amortigua hacia el oeste (corte II-II'), quedando solo el sinclinal meridional, que llamamos sinclinal de la Quar en sentido estricto. A partir de la transversal del pueblo de Vilada el sinforme vuelve a estar formado por un sinclinal-anticlinal-sinclinal. El doblete de pliegues septentrionales evoluciona hacia el oeste a cabalgamientos que se entroncan con el cabalgamiento de Vallfogona en la transversal del pueblo de Berga, mientras que el sinclinal de La Quar, en sentido estricto, queda amortiguado en la misma transversal.

#### – *Estructura de Berga-Sora-La Farga*

La estructura de Berga-Sora-La Farga se sitúa al sur del sinforme de la Quar, con una dirección E-W y una extensión lateral aproximada de 50 km. El conjunto de estructuras que componen este antiforme queda amortiguado en la transversal del pueblo de Berga, mientras que hacia el este puede seguirse durante toda la Hoja de Manlleu (294; Saula *et al.*, 1993) quedando cortado por el conjunto de fallas de Amer y finalmente cubierto por los depósitos cuaternarios de la región de Olot (Hoja de Ripoll 256; Verges *et al.*, 1993; fig. 2).

El antiforme de Berga-Sora-La Farga está constituido por el anticlinal de Berga (corte I-I') en la parte occidental y por el anticlinal de La Farga en la parte oriental (Hoja de Manlleu 294; Saula *et al.*, 1993; fig. 2). Estos dos anticlinales están conectados por el cabalgamiento de Sora, bien expuesto en la Hoja de Manlleu (294; Saula *et al.*, 1993), y se resuelve mediante tres cabalgamientos imbricados en la transversal del corte III-III'.

El anticlinal de Berga tiene una vergencia norte en la transversal del corte I-I' y presenta en planta un arqueamiento de la traza anticlinal en su parte central, como se observa en el mapa geológico. Dicho arqueamiento coincide con la distribución areal de los materiales más proximales del Sistema Aluvial de Berga. El predominio de capas potentes de conglomerados podría ser uno de los factores que condiciona la mayor amplitud del sinclinal de la Quar y por tanto el arqueamiento de la traza anticlinal situada al sur.

El cabalgamiento de Sora muestra una traza muy rectilínea de dirección E-W poco alterada por la topografía, lo que sugiera un ángulo muy elevado para dicho cabalgamiento, que corta con un ángulo también elevado los materiales de ambos bloques (cortes III-

III' y mapa geológico). A partir de las relaciones de corte de los mismos niveles estratigráficos en ambos bloques, se ha calculado un salto total para los tres cabalgamientos próximo a los 1000 m, en la transversal del corte III-III'. Hacia el este el desplazamiento máximo es superior a los 1300 m (Hoja de Manlleu 294; Saula *et al.*, 1993).

#### – *Anticlinal de Bellmunt*

El anticlinal de Bellmunt tiene una dirección E-W, siendo su flanco sur muy vertical en algunos puntos. En el mapa geológico se observa como los materiales del Sistema Aluvial de Berga están plegados suavemente por el anticlinal, pero se disponen discordantemente sobre las capas infrayacentes verticales en el flanco sur. A partir de esta geometría se deduce que el plegamiento del anticlinal de Bellmunt es básicamente anterior a la deposición del Sistema Aluvial de Berga.

La continuidad lateral del anticlinal de Bellmunt es superior a los 40 km, reconociéndose incluso al este del conjunto de fallas de Amer (Hoja de Manlleu 294, Saula *et al.*, 1993; y Banyoles 295, Barnolas *et al.*, 1993). Hacia el oeste, el anticlinal afecta a los materiales del Sistema Aluvial de Berga, quedando muy amortiguado en la transversal del corte II-II' y desapareciendo totalmente en superficie al oeste de la riera de Merlés (fig. 2).

#### – *Sinclinal de Prats*

Es la estructura más meridional de la Hoja. Se trata de un pliegue laxo de gran longitud de onda, cuya extensión lateral supera los 55 km. Su dirección es WNW-ESE con un buzamiento axial de 5-6 grados hacia el oeste. El sinclinal es paralelo al anticlinal de Puigreg y su interpretación se comentará en el capítulo de discusión de la estructura.

### 3.1.4. **Edad de las estructuras**

El conjunto de estructuras aflorantes en la Hoja afecta a materiales más antiguos en el sector nororiental y a materiales más modernos en el sector suroccidental. Las estructuras septentrionales afectan a los materiales del Eoceno medio y quedan fosilizadas, en parte por una discordancia localizada dentro de la Fm. Bellmunt (Gich, 1972), y en parte por una discordancia situada en la base de la unidad Puigsacalm inferior de edad Bartoniense (Ripoll 256; Verges *et al.*, 1993) (fig. 2). Por lo que se deduce que el máximo desarrollo de dichas estructuras se produce al menos durante el Luteciense superior.

Dentro de las estructuras Meridionales, el cabalgamiento de L'Abocador, el antiforme de Alpens-l'Escala y el anticlinal de Bellmunt, constituyen las estructuras visibles en superficie que afectan a los materiales del Eoceno superior marino y quedan fosilizadas en parte por la discordancia basal de la unidad Vidrà superior y en parte por la discordancia basal del Sistema Aluvial de Berga (fig. 2). El desarrollo de estas estructuras no afecta sin embargo a la sedimentación de los materiales marinos del Eoceno superior de edad Bartoniense-Priaboniense inferior, por lo que el desarrollo de dichas estructuras empieza en el Priaboniense inferior.



Tanto la discordancia basal de la unidad Vidrà superior como la basal del Sistema Aluvial de Berga están plegadas, como se observa en el flanco norte del sinclinal de la Quar donde están verticalizadas. La parte basal de los materiales del Sistema Aluvial de Berga forma una discordancia progresiva, visible al SW del pueblo de Borredà (Mató y Saula, 1991), indicando un desarrollo continuo de las estructuras que pliegan al conjunto, relacionados con el emplazamiento del manto del Cadí, durante el Priabonense.

Tanto la parte occidental del cabalgamiento de Vallfogona como la estructura de Berga-Sora-La Farga y el sinclinal de Prats, afectan a todo el conjunto de materiales del antepaís sin condicionar su sedimentación con lo que su edad de desarrollo es posterior a la edad de deposición de la unidad Sistema Aluvial superior de Berga, atribuible al Oligoceno.

La deformación continuada de muchas de estas estructuras dificulta conocer 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.

### 3.1.5. 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 Jabalí (IGME, 1987; corte I-I') ni Perafita (IGME, 1987; corte III-III'). Estos sondeos cortan a las margas de la Fm. Banyoles (Ríos y Masachs, 1953), situadas entre las calizas del Eoceno inferior y medio y los terrígenos de la Fm. Bracons (Gich, 1972), 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, hasta que aprovecha las sales de Cardona, dónde las estructuras cambian de dirección.

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, 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, 257; 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, situado al NE del sinclinal de Prats (fig. 2) y con una dirección general E-W, coincide con la distribución en profundidad de los materiales evaporíticos de la Fm. Vallfogona (Vergés *et al.*, 1991c).

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 tiene una dirección WNW-ESE paralela a la dirección del anticlinal de Puigreig, que 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 (margas de Banyoles) hasta las sales de la Fm. Cardona (Vergés *et al.*, 1991c). La dirección WNW-ESE coincide con la dirección del margen septentrional del depocentro de las sales de Cardona.

### 3.1.6. Discusión

Sintetizando los datos hasta aquí expuestos, se desprende que la estructura del antepaís, al sur del cabalgamiento de L'Abocador, está constituida de norte a sur por un conjunto antiformal, un conjunto sinformal y un conjunto antiformal de dirección E-W, previo a la sedimentación del Sistema Aluvial de Berga, tanto en esta Hoja como en la de Manlleu (294; Saula *et al.*, 1993). Esta estructuración inicial es cortada por la estructura de Berga-Sora-La Farga con una dirección ENE-WSW, paralela a la traza actual del cabalgamiento de Vallfogona (fig. 2). Tanto la estructura de Berga-Sora-La Farga como el cabalgamiento de Vallfogona afectan a los materiales del Sistema Aluvial de Berga, y configuran la actual disposición de las estructuras en superficie.

Los dos segmentos con dirección E-W de la estructura Berga-Sora-La Farga pueden corresponder a reactivaciones de antiguas estructuras (antiformes de Alpens-L'Escala y Bellmunt) mientras que el segmento oblicuo constituye la conexión entre ambos. Los materiales del Sistema Aluvial de Berga, discordantes sobre el antiforme de Alpens-L'Escala forman la estructura sinforme de La Quar, situada encima del sinforme de Vidrà, pero con unas dimensiones mayores debido a la disposición discordante de los materiales (corte II-II'). Asimismo, la traza del anticlinal de Berga coincide con la continuación del anticlinal de Bellmunt, aunque al afectar a materiales más modernos tiene una menor expresión en superficie.

## 4. HISTORIA GEOLÓGICA

El borde nororiental de la cuenca de antepaís del Ebro está caracterizado por una serie sedimentaria eocena y oligocena, 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).

En la Hoja afloran los sedimentos de procedencia septentrional de edad Eoceno medio-Oligoceno. 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.

### 4.1. CICLO SEDIMENTARIO I

El primer Ciclo Sedimentario está constituido por el conjunto de abanicos aluviales y sistemas fluviales de la Fm. Bellmunt (Gich, 1972; epígrafe 19), en continuidad con los abanicos deltaicos de la Fm. Bracons (Gich, 1972) relacionados distalmente con las margas prodeltaicas de la Fm. Banyoles (Ríos y Masachs, 1953). La edad de estas formaciones es Eoceno medio.

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 (19), en la Hoja de Ripoll (256; Vergés *et al.*, 1993). La discordancia se encuentra asimismo plegada, indicando la continuidad del proceso de deformación (fig. 11.1). Este conjunto de estructuras quedó fosilizado por los materiales del Eoceno superior marino (Ciclo II).

### 4.2. CICLO SEDIMENTARIO II

El segundo Ciclo Sedimentario posee una gran complejidad interna y en él cabe 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 importante discordancia angular y erosiva, presente únicamente en las posiciones más septentrionales del borde norte de la cuenca (Hoja de Ripoll, 256; Vergés *et al.*, 1993).

El episodio inferior de este segundo ciclo está constituido por el evento transgresivo de la unidad Puigsacalm inferior (21) y por la unidad Puigsacalm medio (22). 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

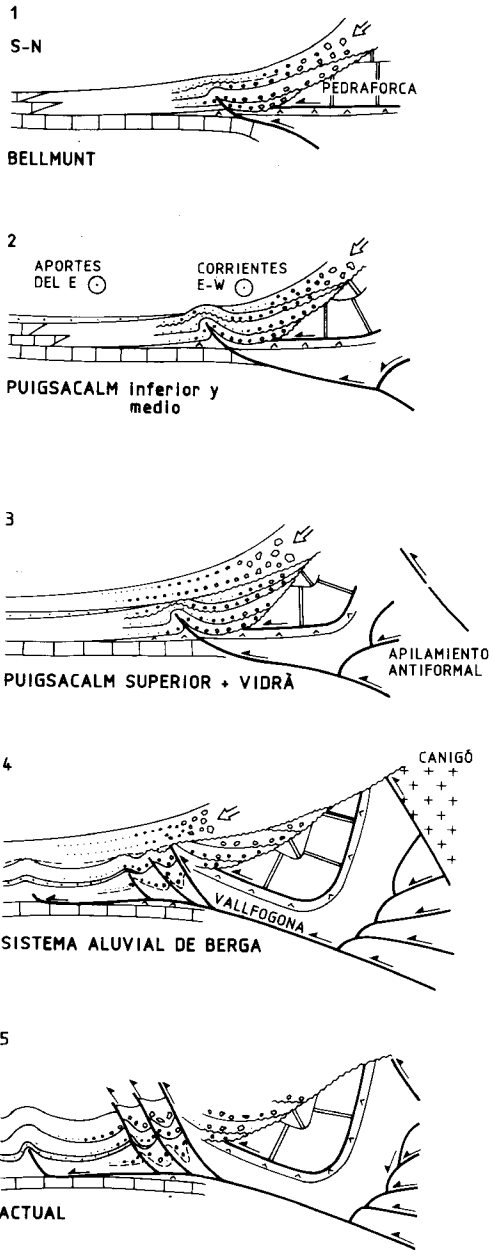


Fig. 11 - Representación esquemática de la evolución tecto-sedimentaria. Según Puigdefábregas *et al.* (1986).

del sinclinal de Ripoll, restringiendo los aportes de procedencia septentrional. De esta manera, las series septentrionales de la cuenca principal están representadas por secciones condensadas de potencia reducida, mientras que hacia el sur las unidades tienen un mayor espesor (ver cortes geológicos). 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, 255; Verges *et al.*, 1993). Las unidades estratigráficas depositadas en la cuenca principal, representadas por facies deltaicas y de offshore, tienen una clara procedencia este (Saula *et al.*, 1993; fig. 11.2).

El umbral que limitaba el surco por el norte 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. 11.3). 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 (23, 24, 25), Vidrà inferior (26, 27) y Vidrà superior (28, 29).

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, aflorante en la Hoja de Manlleu (294), el equivalente a los abanicos deltaicos septentrionales corresponde a una plataforma mixta, en la que los sistemas detríticos no son tan groseros. Las partes distales de esta plataforma se depositaron hacia el WNW (Saula *et al.*, 1993).

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 (Hoja de Manlleu, 294; Saula *et al.*, 1993). 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 del ciclo marino 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 evaporitas 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. 11.4).

### 4.3. CICLO SEDIMENTARIO III

Los materiales del tercer Ciclo Sedimentario están representados por el Sistema Aluvial de Berga, que fosiliza parcialmente el conjunto de Estructuras Meridionales (fig. 11.4). 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, denominados respectivamente Sistema Aluvial inferior (30, 31), Sistema Aluvial medio (32, 33) y Sistema Aluvial superior (35, 36, 37), que se superponen en el espacio y en el tiempo. La procedencia de los aportes de los abanicos aluviales es septentrional, mientras que los sistemas fluviales desarrollados en la orla de los abanicos muestran paleocorrientes hacia el oeste. Estos sedimentos se depositaron en una cuenca endorreica.

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. 11.4), 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 de traza E-W. Sincrónicamente, el cabalgamiento de Vallfogona, la estructura de Berga-Sora-La Farga y el sinclinal de Prats (fig. 2), deformaron la serie sedimentaria terciaria aflorante en la Hoja (fig. 11.5). La traza de estas estructuras es ligeramente oblicua respecto la traza de las Estructuras Meridionales.

## 5. GEOMORFOLOGÍA

La Hoja de Berga aparece dominada en su 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 aparecen representadas en la Hoja por ejes sinclinales y anticlinales alternando con frentes de cabalgamiento. Dentro de este marco pueden diferenciarse diferentes unidades del relieve atendiendo al dominio tectónico. El cabalgamiento de Vallfogona puede considerarse el límite que separa dos grandes unidades del relieve al norte y al sur del mismo.

El área situada al norte del cabalgamiento de Vallfogona presenta un relieve dominado por crestas y escarpes dispuestos paralelamente a las principales directrices tectónicas. En este dominio, al norte de la localidad de Berga aparecen, los relieves estructurales desarrollados sobre los materiales calizos de la Sierra de la Figuerasa. El relieve es abrupto presentando grandes escarpes subverticales con desarrollo de formaciones superficiales groseras al pie de los mismos. Este patrón se continúa al este más allá del margen orográfico izquierdo del río Llobregat (embalse de la Baells) hasta la riera de Can Rubí. A partir de esta las alineaciones de escarpes, crestas y líneas de capa se disponen paralelamente al cabalgamiento de Vallfogona.

Al sur del cabalgamiento de Vallfogona el relieve está dominado por formas estructurales en las que las líneas de capa destacan claramente (Sinclinales de les Lloses, de la Quar, de Gironella y anticlinales de Alpens, Berga y Bellmunt).

El sinclinal de Les Lloses y anticlinal de Alpens, situados en el margen nororiental de la Hoja, constituyen los relieves estructurales más septentrionales de la unidad situada al sur del cabalgamiento de Vallfogona.

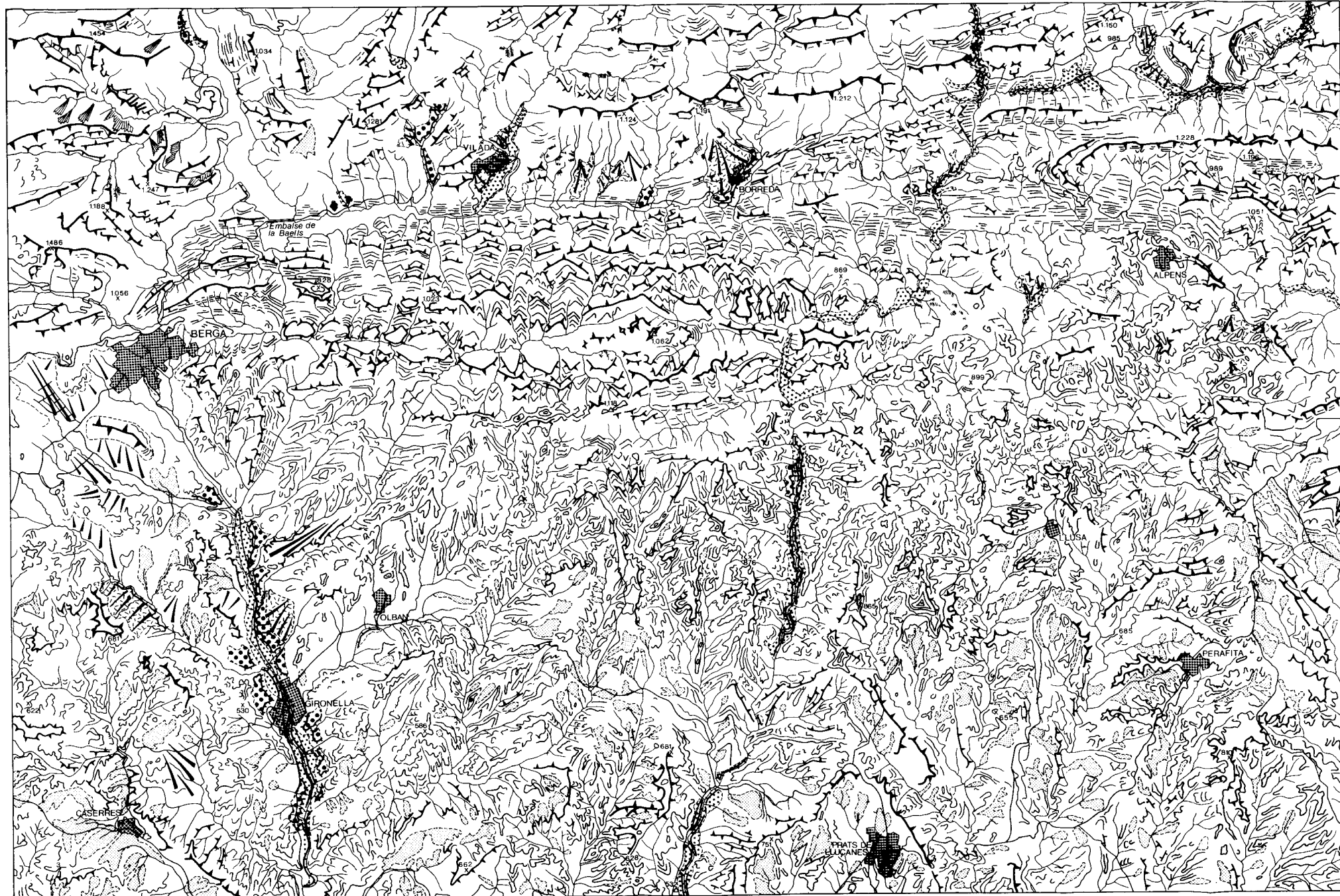
En el Sinclinal de la Quar, cuyo eje presenta una dirección W-E, los niveles de conglomerados terciarios aparecen modelados de tal forma que puede considerarse dicho sinclinal como un sinclinal colgado donde sus flancos modelados en «chevrons» presentan superficies estructurales buzando hacia el núcleo sinclinal. Los límites de las superficies estructurales de los mismos los constituyen sendos escarpes con desnivel variable o bien líneas de capa. Estas últimas también pueden aparecer sobreimpuestas en las superficies estructurales de los «chevron». Este modelado se pierde hacia el oeste debajo de los glaciares que dominan el piedemonte de la Sierra de la Figuerasa y sobre los que se asienta la localidad de Berga. Al este el abrupto modelado del sinclinal de la Quar desaparece coincidiendo con un cambio litológico.

Al sur del sinclinal de la Quar se encuentra el eje anticlinal de Berga cuya terminación periclinal aparece bien representada al este de la citada localidad. Dicho anticlinal de dirección aproximada E-W y traza curvilínea enlaza hacia el este con el cabalgamiento de Alpens. Las líneas de capa y escarpes caracterizan el modelado a lo largo de este eje cuyo núcleo se presenta vaciado en parte. Son frecuentes los «chevrons» al dorso de las superficies de capa que, como en el caso del sinclinal de la Quar, aparecen limitadas o bien por líneas de capa o por escarpes, si bien estos últimos son de menores dimensiones que en el caso anteriormente citado. Al sur del área de influencia del anticlinal de Berga y cabalgamiento de San Maurici el modelado es uniforme presentando un relieve

en cuestas suaves con escarpes de diferente desnivel en el frente de las mismas. Este patrón incluye áreas recubiertas por formaciones superficiales situadas en las cabeceras de los drenajes secundarios.

El principal eje de drenaje lo constituye el río Llobregat que transcurre con una dirección aproximada N-S a lo largo de la mitad occidental de la Hoja. Su curso se halla controlado por el embalse de la Baells. La Riera de Merlés constituye el segundo eje de drenaje más importante de la Hoja y también discurre en una dirección aproximada N-S presentando un corto tramo de dirección E-W a su paso por el sinclinal de la Quar. Ambos ríos cortan las estructuras tectónicas perpendicularmente respondiendo a un modelo de drenaje resecente. Los principales afluentes de ambos cursos muestran una disposición subsecuente a las estructuras tectónicas. Como ejemplos pueden citarse la Riera de la Portella a su paso por el Sinclinal de la Quar así como la Riera de Margansol afluentes ambos del Llobregat.





LEYENDA

TOPOGRAFIA

- Vértice geodésico
- Cota altimétrica

FORMAS ANTROPICAS

- Carreteras
- Embalses
- Núcleos de población

FORMAS ESTRUCTURALES

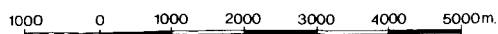
- Cresta de 2ª orden
- Cresta de 1ª orden
- Líneas de capa horizontales o con buzamiento débil
- Líneas de capa subverticales o con buzamiento acusado
- Escarpe superior a 15 mts.
- Escarpe inferior a 15 mts.
- Barra rocosa hog-back
- "Chevrons"

MORFOLOGIA DEL DRENAJE

- Red de drenaje indiferenciada
- Carcavas, "bad-lands"
- Glacis de erosión
- Escarpe de terraza
- Movimiento en masa

FORMACIONES SUPERFICIALES

- Derrumbios de vertiente
- Gravas, Terraza superior
- Gravas, arenas y limos.
- Terraza inferior y cauce actual
- Limos coluviales
- Travertinos de la Baeils
- Limos, cantos angulosos. Glacis



JOAN ESCUER SOLÉ

SERVEI GEOLÒGIC DE CATALUNYA

## 6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

### 6.1. MINERÍA Y CANTERAS

#### 6.1.1. Minería

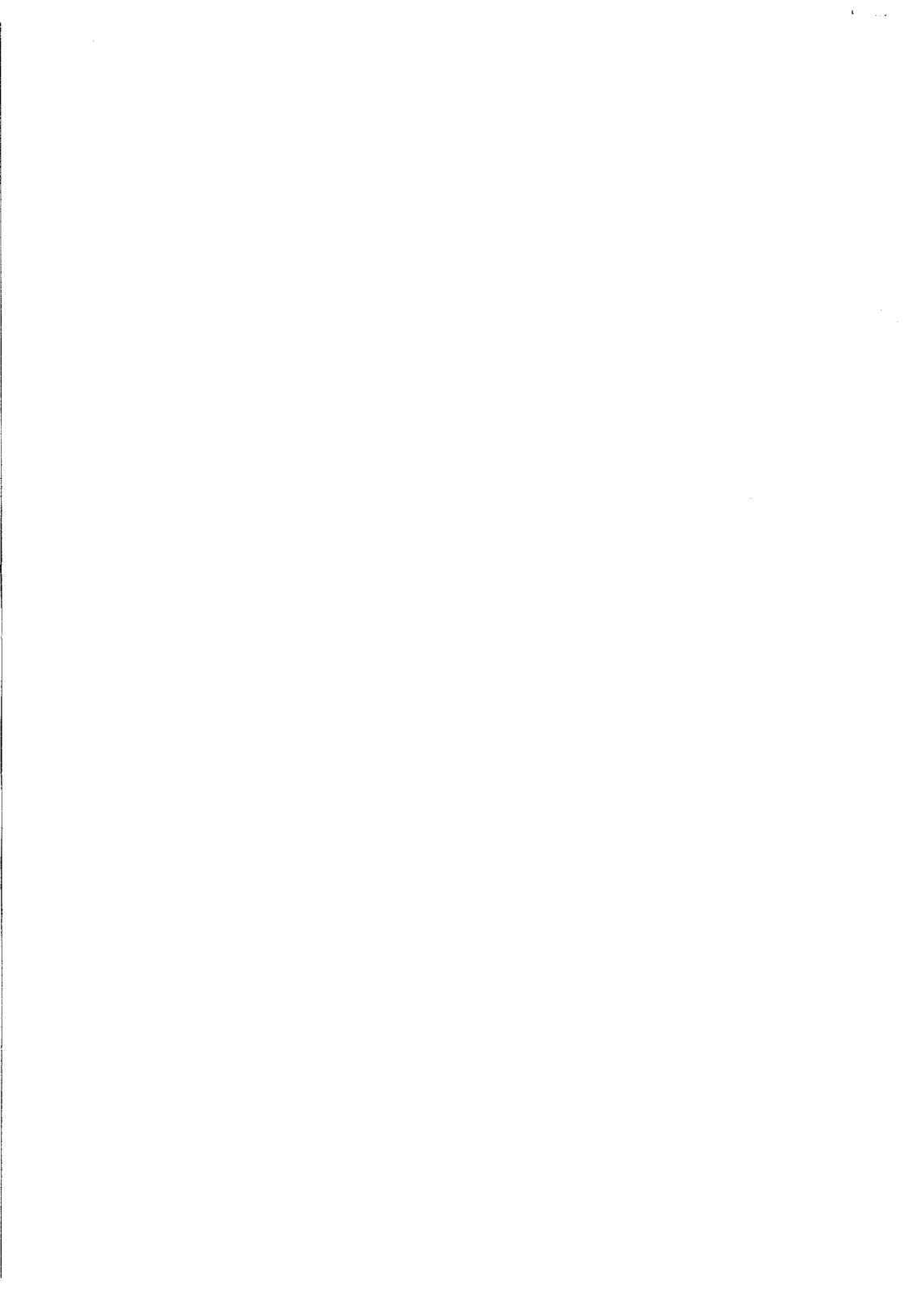
No se reconoce ninguna explotación activa en esta Hoja, a pesar de la importancia de los lignitos garumnienses de la zona del Berguedà (Vallcebre); sin embargo, existen antiguas labores en buena parte de los afloramientos garumnienses, las más importantes y recientes situadas en Cercs. También ha sido registrada alguna antigua explotación, de escasa importancia, en los lignitos terciarios de la localidad de Sobremunt (Fm. Artés; Sistema Aluvial inferior de Berga).

#### 6.1.2. Canteras

Entre Berga y la Poble de Lillet existe una importante concentración de canteras, cuya principal finalidad es la obtención de materia prima para la fábrica de cementos de Fígols. Los materiales que se extraen son calizas y margas (cretácicas y eocenas) y, en menor medida, areniscas y yesos, estos dos últimos se explotados únicamente en la Hoja de la Poble de Lillet (255).

Las extracciones de áridos naturales se localizan en las terrazas aluviales del río Llobregat y de la Riera de Merlés (epígrafe 38).

Otras explotaciones localizadas en la Hoja, pero ya abandonadas, corresponden a las de arcillas de L'Espunyola y de Casserres (epígrafe 35; Sistema Aluvial superior de Berga), con reservas considerables pero con una montera demasiado potente para hacerlas rentables; a las pequeñas canteras para la explotación de caliza del Nivel Brechoide de Berga (epígrafe 34), al norte de la localidad de Olvan y en los alrededores de Prats de Lluçanès; y a las de areniscas eocenas, usadas como piedras de construcción.



## 7. HIDROGEOLOGÍA

La superficie de la Hoja estudiada se encuentra en su práctica totalidad dentro de la cuenca del río Llobregat, exceptuando una pequeña franja irregular, en el margen occidental de la Hoja, que pertenece a la cuenca del río Ter.

Los cursos fluviales más importantes corresponden al río Llobregat y a algunos de sus afluentes, como la riera de Margançol y las rieras de Merlés y de Gabarroza. Otro aspecto hidrológico importante es el embalse de La Baells, cuyo uso principal es el abastecimiento urbano de Barcelona y su área metropolitana, con una capacidad de 115 hm<sup>3</sup>.

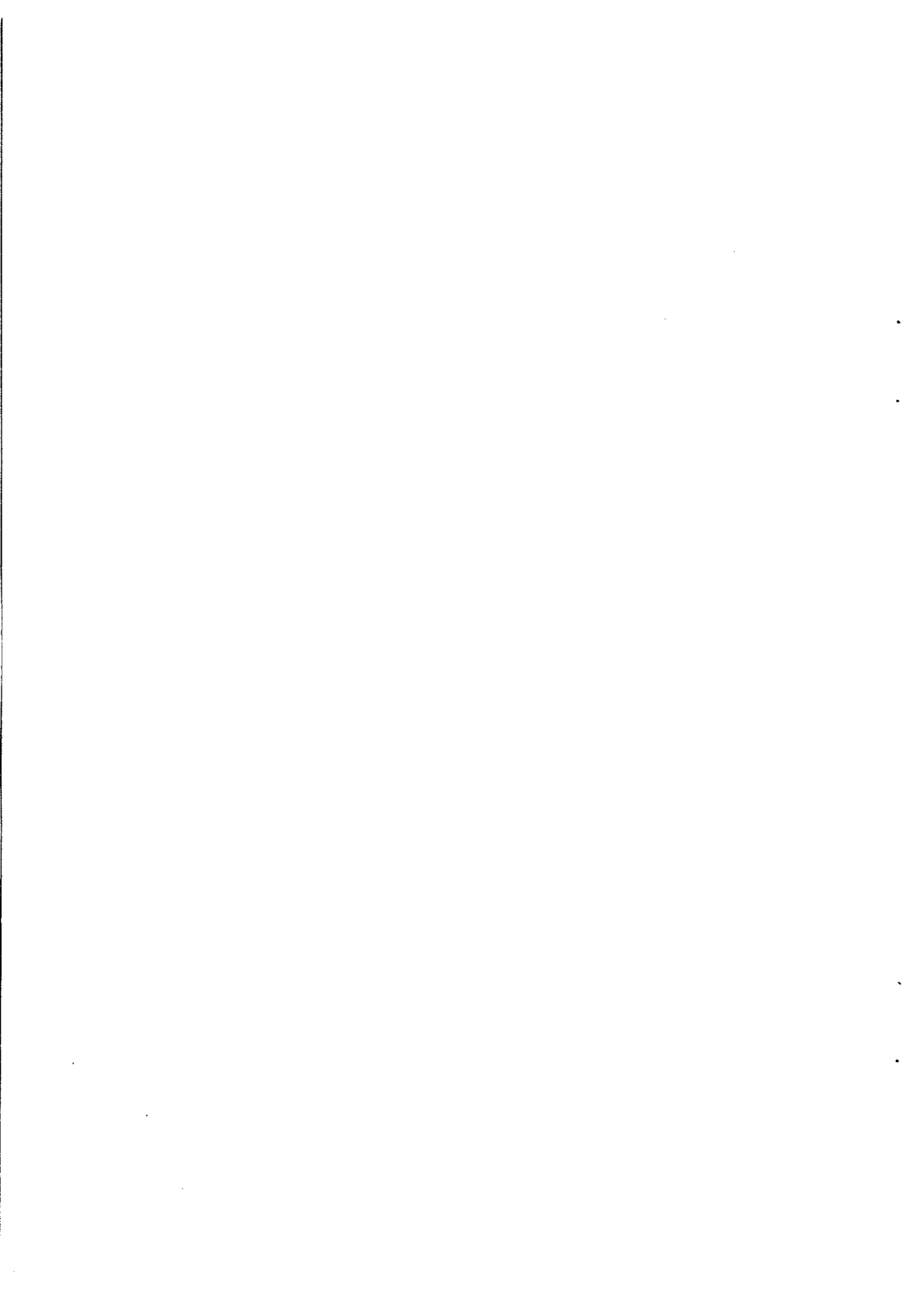
En el ámbito de la Hoja, podemos distinguir dos conjuntos hidrogeológicos principales:

- Los materiales cretácicos y eocenos de las unidades alóctonas.
- Los sedimentos terciarios continentales de la cuenca de antepaís.

El primer caso está representado por un conjunto de potentes paquetes calcáreos con importantes intercalaciones margosas (Cretácico, Garumniense y Eoceno). Los paquetes calcáreos se encuentran fisurados y carstificados, dando lugar a la existencia de importantes acuíferos, en los que las margas actúan como límites de baja permeabilidad. Este conjunto tiene una función reguladora muy importante de las aguas de la cabecera del río Llobregat.

En el segundo caso se trata de materiales poco permeables, cuyas características hidrogeológicas vienen condicionadas por los cambios laterales de facies. Evolucionan desde conglomerados masivos en el borde de la cuenca, al Norte, a alternancias de lutitas y areniscas hacia posiciones meridionales. Los conglomerados son, en principio, los más permeables, siendo el sector ocupado por las facies proximales del Sistema Aluvial de Berga la zona más favorable; sin embargo, no presentan carstificación (el cemento es silíceo y la proporción de cantos calcáreos es relativamente baja), ni existen manantiales importantes.

No existe una demanda importante de agua en la región, ya que las necesidades hídricas quedan en gran parte cubiertas por las captaciones de aguas superficiales, que suelen presentar un caudal de base permanente. Los acuíferos subterráneos solo son explotados de forma ocasional o complementaria.



## 8. BIBLIOGRAFÍA

- ALMELA, A. y RIOS, J.M. (1943).- Contribución al conocimiento de la zona sub-pirenaica catalana. *Boletín I.G.M.E.*, 56, pp. 391-451.
- ASHAUER, H. (1943).- La terminación oriental de los Pirineos. Traducc. española por J.M. Ríos en: *Publ. Alem. Geol. Esp.*, 2, pp. 236-336.
- ASTRE, G. (1924).- Sur les Unités tectoniques des Sierras del Cadí, de Port del Compte et de quelques massifs voisins (Pyrénées catalanes). *C. R. Ac. Sc. Paris*, 178, pp. 2106.
- 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., TEIXELL, A., ESCUER, J. y DURAN, H. (1993).- Memoria Explicativa y Cartografía Geológica de la Hoja de Bañolas (295). Mapa geológico de España 1:50.000. I.T.G.E.
- BERASTEGUI, X., GARCIA-SENZ, J. y LOSANTOS, M. (1990).- Tecto-sedimentary evolution of the Organyà extension basin (central south Pyrenean unit, Spain) during the Lower Cretaceous. *Bull.Soc. Géol. France*, (8), VI, 2 pp. 251-264.
- BURBANK, D.W. y PUIGDEFABREGAS, C. (1985).- Chronologic investigations of the South Pyrenean basins: preliminary magnetostratigraphic results from the Ripoll Basin. *IAS, Sixth European Regional Meeting. Abstracts, Lleida, Spain*, pp. 66-69.
- BURBANK, D.W., PUIGDEFABREGAS, C. y MUÑOZ, J. (1992a).- The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin, northeast Spain. *Geol. Soc. America Bull.*, 104, pp. 1101-1120.
- BURBANK, D.W., VERGES, J., MUÑOZ, J.A. y BENTHAM, P. (1992b).- Coeval hindward- and forward-imbricating thrusting in the south-central Pyrenees: Timing and rates of shortening and deposition. *Geological Society of America Bull.*, 104, 1, pp. 3-17.
- BUSQUETS, P. (1981).- Estratigrafia i sedimentologia del Terciari pre-pirinenc entre els rius Llobregat i Ter. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, pp. 1-543 (inédita).
- BUSQUETS, P., REGUANT, S., SANTIESTEBAN, C. y TABERNER, C. (1986).- Depositos de plataformas mixtas siliciclasticas carbonaticas del Eoceno medio-superior en el area de Vic-Ripoll-Berga (Depresión del Ebro y Prepirineo). *Libro guía Exc. XI Congreso Español Sedimentología*, pp. 5.1-5.28.
- CLAVELL, E., MARTINEZ, A. y VERGES, J. (1988).- Morfología del basament del Pirineu oriental: evolució i relació amb els mantells de corriment. *Act. Geol. Hisp.*, 23, 2, pp. 129-140.
- CLAVELL, E. (1991).- Les conques Terciaries petrolíferes de Catalunya. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona, (inédita).

- CNE (American Commission on Stratigraphic Nomenclature) (1961).- Code of stratigraphic nomenclature. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 45, pp. 645-665.
- COSTA, J.M<sup>a</sup>. (1989).- Turbidites de Ripoll, relació amb llurs plataformes. Tesis Doctoral. Universitat Autònoma de Barcelona.
- DALLONI, M. (1913).- Stratigraphie et tectonique de la région des Nogueras (Pyrénées centrales). *Bull. Soc. géol. France*, 4, (13), pp. 243-263.
- DALLONI, M. (1930).- Étude géologique des Pyrénées Catalanes. *Ann. Fac. Sci. Marseille*, XXVI, 373 p.
- DINARES-TURRELL, J., McCLELLAND, E. y SANTANACH, P. (1991).- Significado de la fábrica magnética de algunas rocas sedimentarias de las unidades sudpirenaicas. *Rev. Soc. Geol. España*, 4, (1-2), pp. 179-186.
- DOMINGUEZ, V. y SAEZ, A. (1988).- La sucesión con carbón de la cuenca garumniense de Figols-Saldes (Pirineo catalán). Aspectos tectono-sedimentarios. *II Congreso Geológico de España. Comunicaciones*, 2, pp. 293-296.
- ESTEVEZ, A. (1970).- La estructura de la Garrotxa en el sector comprendido entre Coma Negra y S.Joan de les Fonts. Relaciones entre el zócalo y cobertera. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 21, pp. 123-133.
- FEIST, M. y COLOMBO, F. (1983).- La limite Crétace-Tertiaire dans le NE de l'Espagne du point de vue des charofites. Colloque Sénonien, *Géologie Méditerranéenne*, X, (3-4), pp. 303-326.
- GARRIDO-MEJIAS, A. (1972).- Sobre la colocación del manto de Pedraforca y sus consecuencias: una nueva unidad tectónica independiente, «el manto del Montsec». *Bol. Geol. Min.*, 83, (3), pp. 242-248.
- GARRIDO-MEJIAS, A. (1973).- Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (prov. Huesca y Lérida). *Tesis Doctoral, Fac. Ciencias Granada*. 395 p.
- GICH, M. (1969).- Las unidades litoestratigráficas del Eoceno pre-pirenaico del Ripollés oriental (prov. de Gerona y Barcelona). *Acta Geol. Hispànica*, 4, (1), pp. 5-8.
- 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-DESJARDINS, B. y LATREILLE, M. (1962).- Estudio geológico de los Pirineos españoles entre los ríos Segre y Llobregat (prov. de Lérida). *Bol. Geol. Min.*, 73, pp. 329-371.
- HAMAN, P.J. (1961).- Manual of the stereographic projection. Calgary (Canadá).
- 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. IGME, Madrid. 465 p.
- JACOB, C., FALLOT, P., ASTRE, G. y CIRY, R. (1927).- Observations tectoniques sur les versant méridional des Pyrénées Centrales et Orientales. *C. R. XIV<sup>o</sup> Congr. Géol. Int. Madrid*, 1926, 2, pp. 335-411.
- KROMM, F. (1966).- La sédimentation eocène entre la zone pré-pyréenne et la cordillère pré-littorale catalane (prov. de Gérone et de Barcelone, Espagne). *Actes Soc. Linn.*, 103, ser.B, (1), pp. 1-3.
- MARTINEZ-RIUS, A. (1983).- Estudio geométrico de pliegues cónicos y su aplicación a la terminación occidental del sinclinal de Guadalmez. *Libro Jubil. J.M<sup>o</sup>. Ríos*, 3, pp. 177-192.
- MARTINEZ A. y VERGES, J. (1984).- Informe sobre el emplazamiento de la zona oriental del Manto del Pedraforca. Union Texas España Inc. (Informe interno, Inédito).
- 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. y MUÑOZ, J.A. (1988).- Secuencias de propagación del sistema de cabalgamientos de la terminación oriental del manto del Pedraforca y relación con los conglomerados sinorogénicos. *Acta Geol. Hispánica*, 23, (2), pp. 119-128.
- MARTINEZ-RIUS, A., VERGES, J., PUJADAS, J., FLETA, J. y 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.
- MASRIERA, A. y ULLASTRE, J. (1983).- Essai de synthèse stratigraphique des couches continentales de la fin du Crétacé des Pyrénées catalanes (NE de l'Espagne). Colloque Sénonien, *Géologie Méditerranéenne*, X, (3-4), pp. 283-290.



- 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.
- MOERI, E. von (1977).- Oberkretazischen shelfsedimente in den zentralpyrenäen zwischen Rio Segre und Llobregat. *Eclogae Geol. Helv.*, 70, (1), pp. 193-235.
- MOYA, S., RAMOS-GUERRERO, E., AGUSTI, J. y CHECA, L. (1991).- Depósitos lacustre-palustres asociados a las zonas intermedias de la Fm. Bellmunt (Prepirineo catalán). *I Congreso del Grupo Español del Terciario. Comunicaciones*, pp. 225-228.
- MUÑOZ, J.A., CASAS, J.M., MARTINEZ, A., VERGES, 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. Field Trip*, 85 p.
- MUÑOZ, J.A., MARTINEZ, A. y VERGES, J. (1986).- Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 8, (3/4), pp. 399-405.
- NASC (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature) (1983).- North American Stratigraphic Code. *A.A.P.G. Bull.*, 67, pp. 841-875.
- ORTI, F., BUSQUETS, P., ROSELL, L., TABERNER, C., UTRILLA, R. y QUADRAS, M. (1988).- La fase evaporítica del Eoceno medio (Luteciense) en la cuenca surpirenaica catalana. Nuevas aportaciones. (inédito).
- PUIGDEFABREGAS, C. y SOLER, M. (1980).- Cardona Permits. The Eocene. Informe interno de Unión Explosivos Rio Tinto (inédito).
- PUIGDEFABREGAS, C., MUÑOZ, J. y MARZO, M. (1986).- Thrust belt development in the Eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. In: Foreland basins, P. Allen & P. Homewood Eds., *Spec. Publ. IAS*, 8, pp. 229-246.
- PUJADAS, J. (1990).- Tectònica i sedimentació a les unitats de l'Empordà (Biure, Pirineu oriental). Tesis de Licenciatura. Univ. de Barcelona, 73 p., (inédita).
- RAMIREZ, A. y RIBA, O. (1975).- Bassin potassique catalan et mines de Cardona. *IX Congrés Inter. de Sédimentologie*, Nice 1975. Livret-guide Ex. 20, pp. 49-58.

- REGUANT, S. (1967).- El Eoceno marino de Vic (Barcelona). *Mem. I.G.M.E.*, 68, pp. 1-350.
- 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. 1° serie, I.G.M.E.
- ROSELL, J. (1965).- Estudio geológico del sector del prepirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (prov. de Lérida). *Pirineos*, 75-78, pp. 5-225.
- REY, P. y SOUQUET, P. (1974).- Les synclinaux du lambeau de Baulou (Ariège): témoins d'une couverture garumnienne discordante sur la zone nord-pyrénéenne. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 279, serie D, pp. 1147-1149.
- SAULA, E. y MATO, E. (1991).- A Subaerial mass flow deposit in the Berga Fm. (Oligocene). NE. Spain. The result of a dam failure?. *IAS. 12 th. Regional Meeting. Abst. Univ. Bergen*.
- SAULA, E., MATO, E., BARNOLAS, A., ESCUER, J. (1993).- Memoria explicativa y cartografía geológica de la Hoja 294 (Manlleu) del Mapa geológico de España. E. 1:50.000. I.T.G.E.
- SEGURET, M. (1972).- Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. *Pub. USTELA, sér. Geol. Struct.*, 2, 155 p.
- SIMO, A. (1985).- Secuencias deposicionales del Cretácico superior de la unidad del montsec (Pirineo Central). Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 325 p. (inérita).
- SIMO, A. y PUIGDEFABREGAS, C. (1985).- Transition from shelf to basin on an active slope, upper Cretaceous, Tremp area, southern Pyrenees. *Exc. Guide-book 6th European Regional Meeting*. Lerida, Spain. pp. 63-108.
- SOLE-SABARIS, L. (1958).- El Eoceno del Alto Valle del Ter (Excursión a Olot, Núria y Puigcerdà) *Guía III Congreso Inst. Est. Pirenaicos*, pp. 7-9.
- SOLE-SUGRAÑES, L. y CLAVELL, E. (1973).- Nota sobre la edad y posición tectónica de los conglomerados eocenos de Queralt (Prepirineo oriental, Prov. de Barcelona). *Acta Geol. Hisp.*, VIII, 1, pp. 1-6.
- SOUQUET, P., PEYBERNES, B., BILOTTE, M., DEBROAS, E.J., REY, J. y CANEROT, J. (1977).- Nouvelle esquisse structurale des Pyrénées. *Publ. Univ. Paul Sabatier, Toulouse, sér. Geol.*, 8, pp. 1-16.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., TODD, R.G., WIDMIER, J.M., THOMPSON, S., III, SANGREE, J.B., BUBB, J.N. y HATLELID, W.G. (1977).- Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In C.E. Payton (editor), *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*, *A.A.P.G. Mem.*, 36, pp. 129-144.

- VAN EECKHOUT, J. (1990).- Estratigrafía y sedimentología de la Formación de Vallfogona entre los ríos Llobregat y Ter. Tesis de Licenciatura. Univ. de Barcelona, 120 p., (inédita).
- VAN EECKHOUT, J., GIMENEZ, J., MARTINEZ, A., MATO, E., RAMOS, E., SAULA, E., BUSQUETS, P., COLOMBO, F. y PERMANYER A. (1991).- Variaciones geométricas de la cuenca de antepaís surpeirenaica relacionada con los episodios de progradación de los sistemas deposicionales aluviales, transicionales y marinos en la zona del Ripollés-Berguedà. *I Congreso del Gr. Español Terc.*, Excursión nº 3.
- VERGES, J. y MARTINEZ, A. (1988).- Corte compensado del Pirineo oriental: geometría de las cuencas de antepaís y edades de emplazamiento de los mantos de corrimiento. *Acta Geol. Hispànica*, 23, (2), pp. 95-106.
- VERGES, J., MARTINEZ, A., BERASTEGUI, X., FLETA, J., PUJADAS, J., TOSQUELLA, J., SAMSO, J.Mª., SANZ, J. y BARBERA, M. (1993a).- Memoria explicativa y cartografía geológica de la Hoja 255 (La Pobla de Lillet) del mapa geológico de España E. 1:50.000, MAGNA, ITGE.
- VERGES, J., MARTINEZ, A., MUÑOZ, J.A., MATO, E., SAULA, E., FLETA, J. (1993b).- Memoria explicativa y cartografía geológica de la Hoja 256 (Ripoll) del mapa geológico de España. E. 1:50.000. I.T.G.E.
- VERGES, J., MUÑOZ, J.A. y MARTINEZ, A. (1992).- South Pyrenean fold and thrust belt: The role of foreland evaporitic levels in thrust geometry. In: *Thrust Tectonics*, K. McClay Ed., Unwin Hyman, pp. 255-264.
- VICENS, E. (1992).- Estudio de la fauna de rudistas (Hippuritidae y Radiolitidae) de los materiales cretácicos del Pirineo Oriental: implicaciones bioestratigráficas. Tesis doctoral. Universitat Autònoma de Barcelona.