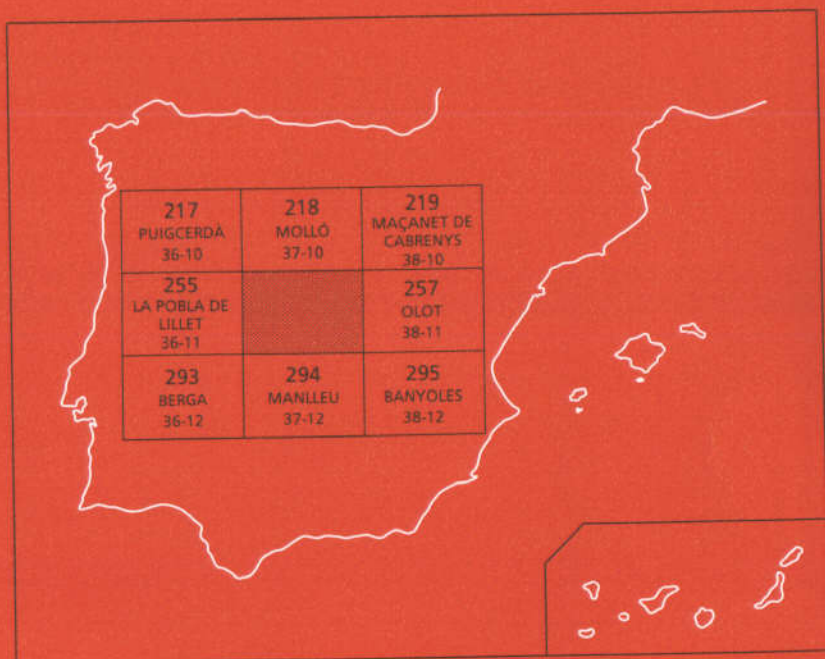




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



RIPOLL

R

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

RIPOLL

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

Depósito legal: M-34706-1994
ISBN: 84-7840-195-4
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:

J. Vergés (SGC) y A. Martínez-Ríus (SGC) en los materiales eocenos.

J. A. Muñoz (SGC), J. M. Casas (Univ. de Barcelona) y J. Cirés (SGC) en los materiales paleozoicos.

J. Fleta (SGC) en el Cuaternario y la Geomorfología.

Memoria:

J. A. Muñoz (SGC), J. Vergés (SGC), A. Martínez-Ríus (SGC), J. Fleta (SGC), J. Pujadas (SGC), J. Tosquella (Univ. de Barcelona), J. M. Samsó (Univ. de Barcelona), J. Sanz (Univ. de Barcelona), E. Saula (SGC), E. Mató (SGC), M. Barberà (SGC).

Con la colaboración de: C. Pascual, C. Puigdebàbregas (SGC) y E. Clavell (Union Texas).

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

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

ÍNDICE

0. INTRODUCCIÓN	5
0.1. DESCRIPCIÓN GENERAL DE LOS PIRINEOS	5
0.2. HISTORIA DEL CONOCIMIENTO DEL PIRINEO MERIDIONAL ORIENTAL	5
0.3. INTRODUCCIÓN A LA HOJA DE RIPOLL	7
1. ESTRATIGRAFIA	9
1.1. INTRODUCCIÓN	9
1.2. PALEOZOICO	9
1.2.1. Cambro-Ordovícico (2, 3, 4, 5, 6, y 7)	9
1.2.2. Ordovícico superior	10
1.2.3. Silúrico-Devónico inferior (21)	12
1.2.4. Devónico	13
1.2.5. Carbonífero	16
1.2.6. Estefano-Pérmico (30, 31, 32, 33 y 34)	17
1.3. CRETÁCICO SUPERIOR (MAASTRICHTIENSE)-PALEOCENO	18
1.3.1. Garumniense (36 y 37)	18
1.4. EOCENO	20
1.4.1. Interpretación ambiental y análisis secuencial de los materiales eocenos del Pirineo oriental	34
1.5. CUATERNARIO	38
1.5.1. Cuenca del Ter	38
1.5.2. Cuenca oriental del Fluvia	41
2. TECTÓNICA	45
2.1. INTRODUCCIÓN	45
2.2. TECTÓNICA HERCÍNICA	45
2.2.1. Introducción	45
2.2.2. Estructura de los materiales pre-Silúrico	46
2.2.3. Estructura de los materiales post-Silúrico	49

2.3. TECTÓNICA DE COMPRESIÓN EOCENA.....	50
2.3.1. Estructura alpina del paleozoico y cobertera del sector del apilamiento antiformal del Freser. Corte I-I'	50
2.3.2. El Manto del Cadí	56
2.4. TECTÓNICA NEÓGENA.....	66
2.5. NEOTECTÓNICA.....	66
2.6. ESTRUCTURA DE LA CORTEZA.....	66
3. GEOMORFOLOGÍA	69
3.1. FORMAS Y PROCESOS.....	69
3.2. RELACIÓN ENTRE LAS DIFERENTES FORMAS Y DEPÓSITOS.....	72
3.3. CARACTERIZACIÓN DE LOS PROCESOS DEL MODELADO. GÉNESIS Y EDAD.....	73
3.4. PROCESOS ACTIVOS O SUBACTUALES QUE TIENEN UNA INCIDENCIA CON EL MEDIO NATURAL Y DE LAS ACTIVIDADES DEL HOMBRE	75
3.4.1. Periglaciares, nivales, cársticos y eólicos.....	75
3.4.2. Torrencial	76
3.4.3. Movimientos en masa.....	76
3.4.4. Antrópicos.....	76
4. PETROLOGÍA.....	79
4.1. LOS GRANITOIDES INTRUSIVOS HERCÍNICOS	79
4.2. GRANITO BIOTÍTICO HETEROGRANULAR CON MEGACRISTALES (1).....	79
5. HISTORIA GEOLÓGICA.....	71
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	87
6.1. MINERÍA Y CANTERAS	87
6.1.1. Minería.....	87
6.1.2. Canteras	89
6.2. HIDROGEOLOGÍA	89
7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO	91
8. BIBLIOGRAFÍA.....	93

0. INTRODUCCIÓN

0.1. DESCRIPCIÓN GENERAL DE LOS PIRINEOS

Esta introducción sobre los Pirineos pretende dar una idea aproximada, y muy resumida, del contexto regional en que se encuadran tanto los materiales como las estructuras que se describirán en la presente memoria.

Los Pirineos, desde el punto de vista geográfico, constituyen una cadena de montañas de dirección general E-W, limitadas por la depresión del Ebro al S y la depresión de Aquitania al N, con una longitud de 425 Km, igual a la del istmo que separa la Península Ibérica del resto de Europa.

En sentido geológico, la cadena alpina de los Pirineos tiene una longitud superior a los 1.100 Km y está constituida por un conjunto de unidades estructurales (Muñoz et al. 1983; Fig.1 mapa general de los Pirineos). La parte meridional de los Pirineos está separada, de W a E, en tres grandes regiones geológicas. El Pirineo occidental (Vasco-Cantábrico), el Pirineo central (desde la falla de Pamplona hasta la transversal del río Segre) y el Pirineo oriental hasta el Mediterráneo.

La cadena de colisión de los Pirineos está dominada por los procesos de tectónica pelicular, constituido por un sistema de cabalgamientos que limitan mantos de corrimiento. En la parte central y oriental, estos mantos se dividen en mantos superiores -constituidos mayoritariamente por materiales mesozoicos- y mantos inferiores -formados por rocas paleozoicas y sedimentos terciarios- (Muñoz et al., 1983; Muñoz et al. 1986; Fig. 1). La evolución del sistema de cabalgamientos condicionó la formación de las cuencas de antepaís, en parte involucradas en el sistema de cabalgamientos (Vergés y Martínez 1988).

0.2. HISTORIA DEL CONOCIMIENTO DEL PIRINEO MERIDIONAL ORIENTAL

Las descripciones más antiguas de las unidades alóctonas de la vertiente meridional del Pirineo oriental se refieren, por orden cronológico, a los mantos del Montgrí (San Miguel de la Cámara y Solé Sabarís, 1933) y de Figueres (Solé Sabarís, 1933). Posteriormente se describieron las unidades de Bac Grilleria y Biure (Ashauer, 1943). La unidad del Pedraforca fue descrita desde el punto de vista autóctono por Guerin-Desjardins y Latreille (1962), siendo interpretada desde el punto de vista alóctono por Séguret (1972).

La estructura del Pirineo meridional oriental, aparte de las unidades con materiales mesozoicos citados, ha sido durante muchos años considerada como totalmente autóctona, deformada sólo por un conjunto de pliegues y cabalgamientos de poca importancia. Ashauer (1943) describió el cabalgamiento de Vallfogona como una pequeña falla inversa, siendo cartografiada posteriormente (Ríos et al., 1943). Fontboté (1962) sugirió la existencia de un nivel de despegue bajo el anticlinal de Bellmunt, en el antepaís.

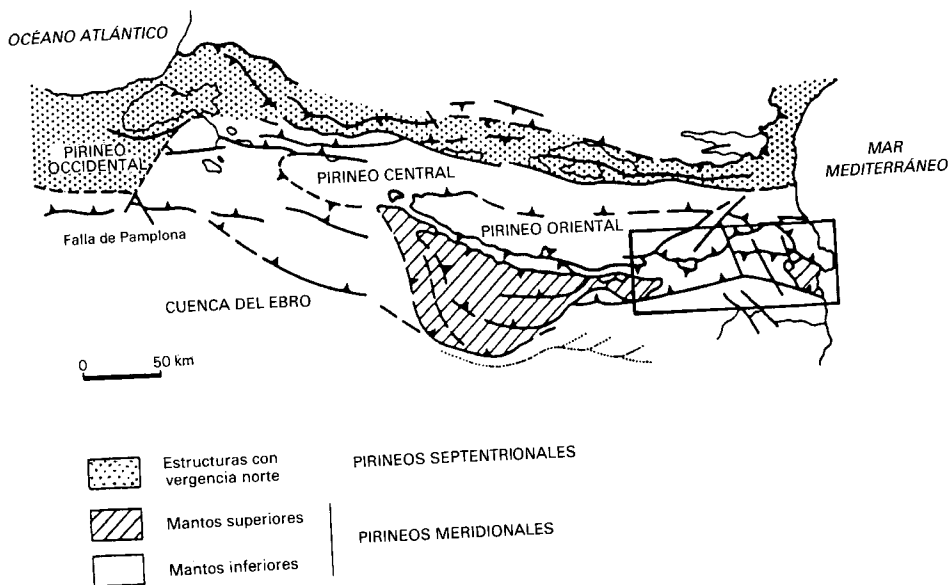


Fig. 1 - Mapa estructural esquemático con las grandes unidades tectónicas del Pirineo (Muñoz et al. 1983), y situación del esquema tectónico del Pirineo Oriental.

La importancia del cabalgamiento de Vallfogona fue puesta de manifiesto a partir de los trabajos de investigación petrolera (perfiles sísmicos MO-7 y PR-1 realizados por FINA IBERICA en 1972), publicados en Clavell et al. (1988). Fruto de estos trabajos fue la definición del manto del Cadí, limitado inferiormente por el cabalgamiento de Vallfogona, en un informe interno (Puigdefàbregas y Soler 1980). En la década de los 80 aparecieron diversos trabajos sobre la tectónica y la sedimentación en el manto del Cadí (Muñoz et al., 1983; Muñoz et al. 1986; Puigdefàbregas et al. 1986; Vergés y Martínez 1988; Pujadas et al. 1989). Los datos aportados con la realización del sondeo del Serrat-1 (Unión Texas España Inc. 1988) situado en el flanco N del sinclinal de Ripoll en el manto del Cadí, condicionó una nueva interpretación de las unidades del Pirineo meridional oriental y de sus límites (Martínez et al. 1989).

En la parte más oriental de la Hoja se encuentra la región volcánica cuaternaria de Olot, una de las más importantes de la Península. Por este motivo existen referencias geológicas desde muy antiguo. Maclure en el 1809 (en Solé Sabarís, 1984) fue el primero en publicar la existencia y descripción de estos volcanes, junto con unos cortes geológicos, considerados los más antiguos del país, aunque se considera que el naturalista Xavier de Bolòs, ya tenía preparada una obra sobre los volcanes desde 1796 (Mallarach y Riera 1981). Durante el siglo XIX, siguieron otros trabajos de extranjeros, destacando el de Lyell (1842). A principios de este siglo, Calderón et al. (1906), realizaron un traba-

jo que sirvió de punto de partida para los posteriores trabajos. En la revista del «Club Alpin» francés, apareció un itinerario geológico-excursionista desde Francia hasta Olot a través del Pirineo (Mengel, 1908). Con motivo del XIVº Congreso Internacional de Geología de Madrid, San Miguel y Marcet Riba (1926), publicaron en un libro-guía de una excursión, un catálogo de las estructuras volcánicas de Olot. Masachs (1950), elaboró una rigurosa revisión de los volcanes situados en la Hoja de Banyoles, publicada por el IGME. Los estudios más modernos son el de Tournon (1968) sobre la petrología, los de Donville (1973) y Guerin et al. (1985) sobre las edades absolutas de los materiales volcánicos.

0.3. INTRODUCCIÓN A LA HOJA DE RIPOLL

En la Hoja de Ripoll afloran materiales de muy distinta litología y edad distribuidos en distintas unidades estructurales, separadas por grandes estructuras con una dirección a grandes rasgos E-W, tal como se observa en el esquema tectónico. Estas unidades estructurales son de N a S el apilamiento antiformal con láminas cabalgantes de rocas paleozoicas, el manto del Cadi, con rocas paleógenas y la cuenca de antepaís, también constituida por rocas paleógenas. Los depósitos cuaternarios, poco abundantes recubren las zonas más deprimidas de la Hoja.

La cartografía geológica de los materiales paleozoicos y paleógenos de la Hoja se ha realizado con un criterio litológico, utilizando las formaciones ya definidas anteriormente o bien cuando era necesario un mayor detalle, definiendo nuevas unidades, siempre desde el punto de vista litológico. En la memoria además de la descripción de las formaciones utilizadas en la cartografía se ha realizado un ensayo de separación de los materiales paleógenos en secuencias deposicionales.

El estudio estructural de las unidades tectónicas con materiales paleozoicos se ha realizado conjuntamente con el estudio de los materiales paleógenos. Así se han podido separar, en los materiales paleozoicos, las estructuras formadas durante la orogenia hercínica y las estructuras desarrolladas durante la orogenia alpina.

El estudio de las geometrías sedimentarias, las facies, paleocorrientes y composición ligado al estudio de las relaciones entre las distintas estructuras ha permitido realizar una evolución dinámica tectosedimentaria de la región durante el Paleógeno. Finalmente decir que el ámbito de trabajo realizado ha sido mayor que el ámbito de la presente Hoja, con lo que los problemas planteados durante la realización de la Hoja se han resuelto desde la óptica regional de toda la vertiente meridional del Pirineo oriental.

1. ESTRATIGRAFÍA

1.1. INTRODUCCIÓN

La mayor parte de los materiales que afloran en esta Hoja son de edad eocena, desde el inferior hasta el superior, siendo principalmente de facies marinas, a excepción de las partes más altas de las series que son continentales (sinclinal de Ripoll). En el sector noroccidental de la Hoja, afloran materiales prealpinos, que van desde el Paleozoico inferior al Paleozoico superior. En la parte oriental, en el núcleo del apilamiento anti-formal de Montmajor, afloran granitoides. En la parte sur-este la tectónica neógena condiciona la deposición de materiales recientes y los de los materiales volcánicos.

1.2. PALEOZOICO

1.2.1. Cambro-Ordovícico (2, 3, 4, 5, 6, y 7)

En la Hoja de Ripoll los materiales del Cambro-Ordovícico afloran a lo largo de todo su borde septentrional, constituyendo parte de la unidad de Canigó-Carança, y en la unidad de Bruguera.

Los materiales atribuidos al Cambro-Ordovícico comprenden la serie sedimentaria situada por encima de los gneises. El techo se sitúa en los conglomerados del Ordovícico superior, que representan el nivel estratigráfico más antiguo del Paleozoico pirenaico de edad conocida. Hay que tener en cuenta sin embargo, que los gneises constituyen cuerpos estratiformes intercalados entre materiales metasedimentarios, tal como se ha observado en el macizo del Roc de Frausa (Liesa, 1988; Liesa y Carreras, 1989). Los conglomerados del Ordovícico superior son discordantes (Santanach, 1972; Muñoz, 1985), aunque la ausencia de fósiles en los materiales situados por debajo de los mismos dificulta evaluar la importancia de la discordancia. Los arqueociátidos hallados en La Salut (Hoja de Figueres, Fleta et al., 1993) en materiales similares a la parte alta de la serie cambro-ordovícica del Pirineo oriental demostraría una edad Cámbrico inferior para estos materiales (Abad, 1988) y la ausencia del Ordovícico inferior en la serie clásicamente atribuida al Cambro-Ordovícico. Laumonier (1988) llega a la misma conclusión a partir de correlaciones litoestratigráficas con la serie cámbrica de la Montaña Negra.

En la unidad de Canigó-Carança únicamente aflora la parte alta de la serie cambro-ordovícica, que equivaldría a la serie de Jujols (Cavet, 1957). Está representada principalmente por una alternancia milimétrica a centimétrica de niveles lutíticos y cuarcíticos, en la que se intercalan diferentes niveles con litologías distintas: conglomerados (3), lutitas negras (4), cuarcitas (5), lutitas carbonáticas (6) y calizas y dolomías (7). La potencia total del conjunto supera los 1000 m.

Los niveles carbonáticos, marcadas con el epígrafe (7) forman niveles discontinuos de mármoles claros, calizas bandeadas grises y dolomías marrones (Sabat, 1982). Este nivel carbonático se sigue muy discontinuamente entre Camprodon (calizas de La Roca) y Ribes de Freser (calizas de Rocas Blancas, Robert, 1980) y equivaldría a las calizas de Coubris, que Cavet (1957) describe en el macizo de los Aspres a techo de la serie de Jujols. En el río Riutort, en una posición más o menos equivalente a la de las calizas y

dolomías aflora un nivel de conglomerados y brechas (3) uno de cuarcitas (5) y otro de lutitas negras (6). Todo este conjunto queda truncado en este sector por la discordancia de la base del Ordovícico superior.

En el coll de la Boixeda, en el extremo oriental de la Hoja, aflora un potente nivel de calizas que llega a tener 400 m de potencia. A este nivel de calizas están asociados niveles detríticos muy característicos, los cuales afloran en la Hoja de Molló (Cirés et al., 1993). Se trata de conglomerados formados por cantos blandos, cantos de cuarzo y de calizas, que pasan gradualmente a microconglomerados y areniscas feldespáticas («gneiss granulé», Guitard y Laffitte, 1956). Este conjunto de litologías caracteriza a la parte media de la serie cambro-ordovícica y podrían corresponder a las calizas de Tuïr d'Evol y a los microconglomerados d'Evol (Laumonier, 1975; Laumonier y Guitard, 1986) situados en el límite entre las series de Canavelles y de Jujols (Cavet, 1957).

La unidad de Bruguera esta constituida por una serie gresopelítica caracterizada por una alternancia milimétrica a centimétrica de niveles lutíticos y niveles cuarcíticos con intercalaciones de brechas intraformacionales. La serie tiene un carácter turbidítico y se reconocen niveles decimétricos con granoclasificaciones positivas, «convoluted beds» y «ripples» a techo. Esta serie tiene una potencia mínima de 300 m. Se ha atribuido al Cambro-Ordovícico por sus características litológicas a pesar de que no se ha encontrado ningún resto fósil. Anteriormente se le había atribuido una edad ordovícica superior (Ashgill) al considerar esta serie en continuidad con las capas del Ordovícico superior de la unidad de El Baell (Robert, 1980). Una vez reconocido el cabalgamiento entre esta unidad y la de Bruguera, parece más lógico atribuir a los materiales de esta unidad al Cambro-Ordovícico.

1.2.2. Ordovícico superior

La característica principal de los materiales del Ordovícico superior que afloran en la Hoja es la gran variabilidad de las facies, que se pone especialmente de manifiesto cuando se comparan las series de las distintas unidades estructurales. Así, las tres unidades que presentan materiales de esta edad, Canigó-Carança, Ribes de Freser y El Baell, muestran series totalmente diferentes entre sí y que únicamente se han podido correlacionar por presentar todas ellas un mismo nivel litológico, el de las lutitas carbonáticas y calizas con fósiles o «schistes troués» (Cavet, 1957).

La descripción de las series se realizara separadamente para cada una de las unidades estructurales.

Unidad de Canigó-Carança

Esta constituida por una megasecuencia detrítica granodecreciente con un marcado carácter volcanoclástico. Consta de diferentes términos con los epígrafes (8, 9, 10, 11, 12 y 13). Es la serie que presenta una mayor similitud con las observadas más al oeste (Hartevelt, 1970) y que han dado nombre a las distintas formaciones que sirven de referencia en las descripciones del Ordovícico superior.

Conglomerados de la Fm. de Rabassa (9)

Constituye la base de la megasecuencia granodetreciente. Los conglomerados de la Fm. de Rabassa (Hartevelt, 1970) tienen una potencia de 30 m, aunque al W del pueblo de Pardines tienen 80 m. Al W de Camprodon desaparecen.

Microconglomerados, areniscas y lutitas (8 y 11)

Por encima de los conglomerados de la Fm. de Rabassa se desarrollan una serie de secuencias granodetrecientes con una potencia métrica a decamétrica con predominancia de areniscas. Hacia el techo abundan las areniscas finas y las lutitas con un marcado carácter volcanoclástico que han sido diferenciadas con el epígrafe (11). En los tramos con mayor componente volcánica aparecen unas alteraciones ferruginosas que dieron pie a la denominación de «roca lletja» (Muñoz, 1982; Sàbat, 1982; Muñoz y Sàbat, 1982). Entre estas facies se intercalan niveles de andesitas (10).

El techo de la serie puede estar marcado por una cuarcita de color vinoso de potencia métrica. La potencia total de la megasecuencia varía entre 300 y 400 m. A excepción de los conglomerados de la Fm. de Rabassa, el resto equivale a la Fm. de Cavà (Hartevelt, 1970).

Lutitas carbonáticas, «schistes troués» (12)

Se trata de unas lutitas carbonáticas con restos de fósiles disueltos (braquiópodos, briozoos, crinoides y corales) que dan la característica facies agujereada llamada «schistes troués» por Cavet (1957). Hacia la parte superior se desarrolla un tramo de lutitas de color oscuro.

Cuarcitas de la Fm. de Bar (13)

Areniscas y microconglomerados cuarcíticos de 5 a 20 m de potencia localizados al techo del Ordovícico superior.

Unidad de Ribes de Freser

La serie del Ordovícico superior varía considerablemente con respecto a la de la unidad anterior y está marcada por una importante participación volcánica. El límite inferior es siempre tectónico. Los diferentes términos se han señalado con los epígrafes (14, 15, 16, 17 y 18).

Materiales detríticos y volcanoclásticos indiferenciados (14)

La serie volcanoclastica constituye una megasecuencia granodetreciente en la que se intercalan diferentes cuerpos volcánicos. En la parte más baja de la serie se encuentran niveles discontinuos de microconglomerados y areniscas, que pasan a materiales de grano más fino hacia el techo con mayor participación de volcanoclastos, marcados con el epígrafe (17).

En la parte baja de la serie se intercalan un nivel de dioritas (16) y el granófiro de Ribes (15). En la parte superior se intercala un nivel de riolitas (18).

La potencia total del conjunto varía entre 1200 y 1500 m.

Cuarcitas de la Fm. de Bar (13)

Al techo de la serie se encuentran las areniscas y microconglomerados cuarcíticos de la Fm. de Bar, igual que en la unidad de Collada Verda. Este nivel tiene entre 5 y 20 m de potencia.

Unidad de Bruguera

La serie del Ordovícico superior en la unidad de Bruguera puede separarse en dos únicos tramos. El más importante está formado por los característicos «schistes troués» con el epígrafe (20), que contiene intercalaciones de calizas con fragmentos de crinoides (19).

Lutitas carbonáticas (20)

Aunque la base de la serie no aflora, puede reconocerse una tendencia a aumentar el contenido carbonático hacia la parte superior de esta. La potencia del tramo es superior a los 300 m.

Calizas con fragmentos de crinoides (19)

Hacia la parte superior de la serie de los «schistes troués» se intercalan dos niveles masivos de calizas con crinoides, que fueron datados como pertenecientes al Caradoc (Robert, 1980).

1.2.3. Silúrico-Devónico inferior (21)

Los materiales de este tramo se observan en la base de las láminas cabalgantes constituidas por materiales postsilúricos y prácticamente a lo largo de todos los cabalgamientos principales de la Hoja que afectan a materiales prehercínicos, incluidos los que separan unidades estructurales de rocas presilúricas. Ocupan una amplia franja en la vertiente norte de la Serra Cavallera. Debido a que los materiales del Silúrico constituyen un excelente nivel de despegue, tanto para las estructuras hercínicas como para las alpinas, es imposible establecer una sucesión estratigráfica completa y evaluar su potencia. Las secciones más completas se encuentran alrededor de la Villa de Camprodon.

La parte inferior esta compuesta por lutitas ampelíticas con un grosor de 100 m. Contiene faunas de graptolites del Llandoveryense al Wenlockense inferior (Faura i Sans 1913; Muñoz 1985). Presentan intercalaciones centimétricas de lutitas más detríticas de colores más claros. En estas facies se ha localizado un yacimiento de trilobites, al E de Camprodon, que ha proporcionado nuevas especies de *Dalmatites*. Hacia la parte

superior las lutitas contienen nódulos y niveles de calizas (20-30 m) pertenecientes al Wenlockiense-Pridoliense. La parte superior de la serie esta formada por un tramo potente de calizas oscuras. Algunas capas presentan base erosiva con acumulación de fauna, cantos de pelitas y niveles bioturbados. Contienen cefalópodos, bivalvos, algunos braquiópodos, ostrácodos y foraminíferos aglutinados. En las cercanías de Camprodon se ha obtenido fauna de conodontos del Lochkoviense superior (*Ancyrodelloides transitans* y *Ozarkodina stygia*).

El ambiente deposicional del conjunto fue una plataforma anóxica que progresivamente se fue oxigenado.

Areniscas de Camprodon (22)

En la vertiente N de la Serra Cavallera, al W de Camprodon, entre las lutitas negras del Silúrico y las calizas del Devónico, se observa un conjunto detrítico formado por grauvacas, limolíticas y cuarcíticas de color gris oscuro. Este conjunto fue descrito por Trouw (1969). Este autor y Boersma (1973) le atribuyeron una edad gedinense por su posición entre los materiales del Silúrico y los del Devónico y por su correlación con un nivel de litología parecida en el macizo de Mouthoumet (Ovtracht, 1960).

Al E de Camprodon un nivel litológico con una posición estructural equivalente presenta características parecidas al de las areniscas de Camprodon aunque presenta una mayor variedad litológica. Está formado por pelitas, pelitas arenosas y limos, arenas finas carbonáticas, arenas de grano fino a medio en capas centimétricas, laminadas y con ripples. Los componentes que dominan son el cuarzo y el feldespato. En menor cantidad, se intercalan bancos decimétricos masivos y granocrecientes de arena de grano medio, conglomerados con cantos de cuarzo, chert, y algunos de calizas son depósitos soportados por clastos y granodecrecientes. También se presentan debris flows en los que abundan los cantos blandos plegados y grandes bloques de hasta 1 m de diámetro. En su mayoría, dominan los bloques de calizas, de diferente litología, desde calizas de cefalópodos hasta calizas pararrecifales. La lutitas contienen moldes de crinoides, restos vegetales y algunas bioturbaciones.

Los conodontos extraídos parecen indicar que este nivel tiene una edad Carbonífero inferior o más moderna. Sin embargo en el mapa se ha mantenido como areniscas de Camprodon con el epígrafe 22 debido al carecer de datos concluyentes al respecto. Podría ser que la formación de areniscas de Camprodon tuviera una edad carbonífera a lo largo de toda la Hoja, con lo que se complicaría la interpretación estructural del mapa. Podría ser que únicamente tuviera esta edad en el sector E de la Hoja y finalmente que únicamente el afloramiento muestreado fuera de esta edad.

1.2.4. Devónico

La sucesión que sigue a la unidad anterior está normalmente despegada y su base se encuentra distorsionada e incompleta. Algunas partes de la sucesión devónica faltan por causas estructurales en las columnas de la Hoja. Así no se encuentra el Comte B en

el Serrat de la Maçana (subunidad de la Cubil), tal y como fue apuntado por Boersma (1973), ni parte de el Comte A en Puig Estela (unidad de la Serra Cavallera).

La serie devónica tiene una potencia de 150 m. Las calizas están cruzadas por bandas de disolución, estilolitos y esquistosidad, reduciendo el espesor original. Las litofacies se han depositado en un medio de plataforma externa profunda o cuenca con carácter más distal que las facies encontradas en la Hoja de la Pobla de Lillet.

Calizas lutíticas marronosas y calizas (23)

Consta de dos formaciones, una inferior formada por una alternancia de calizas lutíticas, lutitas y calizas marronosas y una superior constituida por un paquete de calizas. Estas dos formaciones no siempre pueden diferenciarse, especialmente en la vertiente norte de la Serra Cavallera, y es por esta razón que se han agrupado con el mismo epígrafe.

La formación inferior está compuesta por ciclos métricos de pelitas carbonáticas que alternan con calizas nodulares. Las capas tienen un grosor inferior a los 50 cm. Las calizas son wackestone o packstone de tentaculítidos con crinoides, restos de trilobites, cefalópodos, ostrácodos, briozoos, foraminíferos aglutinados simples, placas de peces y corales. La presencia de las especies de conodontos *Icriodus steinachensis*, *Pelekysgnathus serratus*, y *Pandorinellina steinhornensis miae*, prueba la edad Praguense para esta formación.

El tránsito entre la formación anterior y las calizas superiores esta poco marcado en el ámbito de esta Hoja. Dentro de esta formación se ha diferenciado una parte inferior, formada por calizas bioturbadas, wackestone, de colores grises o anaranjados. Presentan bancos de escala decimétrica con superficies nodulares irregulares, producto de la bioturbación, y algunas de las bases son erosivas. Encima se desarrollan ciclos estratocrecientes formados por alternancias de pelitas carbonáticas y calizas bioturbadas, wackestone-packstone de tentaculítidos, estas últimas predominantes hacia el techo. La parte inferior es de edad Praguense, con las especies de conodontos *Pedavis aff.*, *P. brevicauda*, *Icriodus curvicauda*, mientras que hacia el techo aparecen *Polygnathus dehiscens*, y *P. steinhornensis miae* del Emsiense basal.

Ambas formaciones fueron depositadas en una zona de plataforma externa profunda. La inferior puede correlacionarse con la formación Rueda y la formación superior con la formación Basibé.

Alternancia de calizas y lutitas carbonáticas (24)

Esta formada por una alternancia de lutitas carbonáticas de colores grises y localmente de colores rojos, calizas lutíticas y calizas nodulares de colores más claros. Las calizas son de «mudstones» a «wackestones» de tentaculítidos con cefalópodos. Estos últimos abundan sobre todo en la parte superior de la formación. Se ordenan en ciclos estratocrecientes, donde unos niveles de calizas nodulares anteceden a las alternancias y a los bancos más calizos o calizas tableadas.

La fauna de conodontos va desde el Emsiense inferior, en la base con *Polygnathus not-hoperbonus* y *Pandorinellina s. steinhornensis* hasta el Emsiense superior en el techo con *Polygnathus serotinus*, *P. l. bultyncki*, *P. cooperi* y *Ozarkodina carinthiaca*.

Las facies son consideradas como pertenecientes a una zona de talud o plataforma externa. Equivaldrían a la formación Villec (Hartevelt, 1970) a pesar de que en toda la parte occidental de la Serra Cavallera no presenta las coloraciones rojas y vinosas características de esta formación.

Fm. de El Comte (25, 26)

Esta formación presenta, en la Serra Cavallera, las mismas características que en toda el área de facies de El Comte definida por los geólogos holandeses en el Pirineo central y es por esta razón que aquí se conserva el nombre. Pueden diferenciarse tres tramos distintos que de muro a techo son: Comte A (25), Comte B (26) y Comte C (25).

El Comte A esta formado por capas de calizas alternantes entre calizas más nodulosas. La parte inferior consta de niveles retrabajados, wackestone de tentaculítidos (Styliolinas), que pasan a lime mudstone con bioturbación. Contienen *Icriodus retrodepressus* que marca la base del Eifeliense. La sucesión es más carbonática hasta la Biozona de *Tortodus k. kockelianus* en el Eifeliense superior, donde son más frecuentes las pelitas. Encima, las calizas son más nodulares. En muy poco espesor de sedimentos se encuentran faunas de conodontos del tránsito Eifeliense-Givetiense. La base del Frasnense está representada en la subunidad de la Cubil por calizas tableadas y lutitas, wackestone de tentaculítidos que contienen abundantes óxidos de hierro. La fauna es *Ancyrodella rotundiloba*. Las calizas superiores son lime mudstone de tentaculítidos con niveles más pelíticos intercalados.

Las facies son interpretadas de plataforma externa profunda.

La parte de *Comte B* (26) esta formada por calizas nodulares, lime mudstone-wackestone de cefalópodos, ostrácodos y crinoides, que contienen *Palmatolepis crepida*, *P. tenuipunctata* e *Icriodus alternatus* del Famenniense inferior. La parte superior presenta una mayor cantidad de cefalópodos y niveles enriquecidos en óxidos de hierro y manganeso; las calizas llegan a ser wackestone. El techo tiene una menor cantidad de fauna (calizas nodulares bioturbadas). El tránsito con el miembro C del Comte se encuentra en la Biozona de *P. marginifera* del Famenniense inferior alto. Son las típicas facies «griotte» de los autores franceses.

El Comte C (25) está formado por calizas nodulares bioturbadas, calizas con interbancos pelíticos y calizas nodulares estratocrecientes en la parte superior. Son lime mudstone a wackestone en su parte más alta. Contienen fauna de cefalópodos, crinoides, ostrácodos, calciesferas y restos de trilobites. En el Serrat de la Maçana afloran capas granocrecientes de acumulación de cefalópodos con base erosiva.

En el Comte C están representadas las restantes biozonas de conodontos del Famenniense. La última capa contiene *Siphonodella praesulcata*, *Bispathodus costatus*,

B. ultimus y *Pseudopolygnathus marburgensis trigonicus* de la Biozona inferior-media de *S. praesulcata* del Famenniense final.

Calizas masivas grises (27)

Bajo este epígrafe se han agrupado en el mapa las distintas formaciones devónicas de la subunidad de la Cubil, al norte del Taga, dado que las formaciones no son tan fácilmente reconocibles en el campo. Así por ejemplo no se observan las calizas «griotte» y otros niveles guía de la parte inferior de la serie. Este hecho junto con la complicada estructura de esta subunidad no han permitido una cartografía más detallada.

Se trata de un potente nivel de 100-150 m de calizas masivas grises con superficies estiolíticas paralelas a los planos de estratificación. En la parte media del tramo aparece un nivel rico en goniátites centimétricos.

En la presente memoria, el tramo descrito se ha correlacionado con la Fm. de Comte siguiendo a Muñoz y Sàbat (1982).

1.2.5. Carbonífero

Liditas y alternancias de areniscas y lutitas (29)

Por encima de las calizas masivas grises de la formación de El Comte se localiza un nivel muy característico de liditas generalmente negras al que siguen lutitas y areniscas gris marronosas oscuras. Las liditas no representan exactamente la base del Carbonífero. Así, cerca de la masía del Joncar, entre las calizas de la formación de El Comte aflora un tramo de pelitas de poco más de 50 cm de potencia. La caliza nodular suprayacente, con niveles de calcopelitas contiene *Siphonodella sulcata* y *Protognathodus* cf. y *P. kuehni* de la base del Carbonífero junto a especies de conodontos del Tournaisiense inferior. Siguen calcopelitas con nódulos carbonáticos que afloran mal con *S. obsoleta* y el tramo de liditas. Este último se subdivide en una parte inferior formada por cherts de colores más oscuros con nódulos de fosfato, mientras que la parte superior consiste en cherts más morados entre pelitas silíceas.

La edad de este tramo debe ser Tournaisiense e incluso puede llegar al Viseense en la parte superior.

Las facies del Carbonífero prehercínico tienen en esta Hoja un carácter muy pelítico, dominando los tramos de pelitas y pelitas con niveles centimétricos de limos y arenas de grano fino con poca continuidad lateral. Las arenas o limos presentan a menudo bases erosivas, laminaciones convolucionadas y ripples.

Hacia la parte superior se intercalan bancos decrecientes de escala métrica de arena de grano fino con laminación horizontal y ripples a techo.

En algunas de las unidades tectónicas representadas en la Hoja ha sido imposible diferenciar las distintas formaciones descritas. Así, en la unidad inferior se han diferencia-

do dos grandes conjuntos (Muñoz y Sàbat, 1982): 1) calizas y lutitas carbonáticas indiferenciadas, representadas con el epígrafe (28) y 2) calizas masivas grises, con el epígrafe (27).

Calizas y lutitas carbonáticas indiferenciadas (28)

El contacto inferior de este tramo es siempre tectónico. Está formado por una alternancia de calizas y calizas lutíticas. En la parte baja predominan las calizas masivas de color gris. Los fósiles característicos son los crinoconarides (Styliolinas). La potencia del tramo varía entre 244 y 400 m.

En (Muñoz y Sàbat, 1982) se correlaciona dicho tramo con las Fms. de Rueda, de Basibé y de Villec. En la presente memoria se ha alargado dicho tramo hasta llegar a la parte superior del Devónico.

1.2.6. Estefano-Pérmico (30, 31, 32, 33, 34 y 35)

Al conjunto de sedimentos, mayoritariamente compuestos por capas rojas y materiales volcánicos, discordantes encima del basamento hercínico fueron considerados Permo-Triásicos, aunque en realidad abarcaban desde el Carbonífero superior (Estefaniense) hasta el Garumniense (Cretácico más superior). Gisbert (1980) realizó un estudio detallado de los materiales del Estefano-Pérmico, que sintetizamos a continuación.

La variabilidad de los materiales de edad Estefano-Pérmico es grande, debido a que afloran en diferentes unidades estructurales. A grandes rasgos, las unidades más meridionales que son las más alóctonas están constituidas por sedimentos rojos (red beds) con intercalaciones volcánicas (afloramientos de Castellar de N'Hug-Montgrony en la Hoja de la Pobra de Lillet). Las unidades más autóctonas tienen materiales volcánicos en su mayor parte (Campelles y Bruguera).

Gisbert (1980) diferencia 4 unidades en la serie estefano-pérmica detrítica del Pirineo oriental: Unidad Gris, Unidad de Tránsito (30), Unidad Roja Inferior (32) y Unidad Roja Superior (34). La Unidad Gris está constituida por materiales detríticos y capas de carbón como en la cuenca de Castellar de N'Hug-Camprodón (Gisbert et al. 1983). La Unidad de Tránsito está representada por un máximo de 700 m (E de Ogassa-Hoja de la Pobra de Lillet) de sedimentos detríticos con intercalaciones volcánicas. La base de la unidad está siempre constituida por brechas. En la zona de Ogassa encima de las brechas afloran capas de carbón y de hulla (explotaciones de Ogassa). La potencia máxima en esta Hoja es de 100 m.

La Unidad Roja Inferior es similar a la anterior. Gisbert et al. (1983) sitúan el límite entre ambas unidades en un nivel guía de tobas con biotitas. En la parte baja de la unidad existe otro nivel guía formado por ignimbritas riolíticas de unos 35 m de potencia, presente en todo el Pirineo oriental. La potencia total de la serie es de 300 m en Castellar de N'Hug. Por encima del tramo detrítico-volcánico aflora una serie lutítica de 400 m de potencia de color rojo.

El límite inferior de la Unidad Roja Superior es una discordancia, por encima de la cual afloran conglomerados, areniscas y lutitas rojas. No existen niveles volcánicos y los conglomerados son monogénicos con cantos de calizas. En la zona de Castellar de N'Hug sólo afloran unos pocos metros de conglomerados y areniscas.

En las unidades estructurales más autóctonas, el Estefano-Pérmico se ha diferenciado en tres tramos (Gisbert et al. 1984). El tramo inferior está constituido por andesitas basálticas espilitizadas de color verde oscuro (sólo presente en Nevà y Campelles). El tramo intermedio es de composición riódacítica (31), constituido por pasadas ignimbríticas con intercalaciones piroclásticas con abundancia de fragmentos líticos. El tramo superior está formado por un paquete de ignimbritas (33) encima de un nivel de brechas piroclásticas, con alto contenido de fragmentos de pumita, que pueden presentar un bandeado milimétrico visible en el afloramiento de Campelles.

Gisbert et al. (1983) correlacionan las ignimbritas riolíticas de la Unidad Roja Inferior con las ignimbritas del tramo superior de Campelles y Bruguera. Gisbert et al. (1984) correlacionan los tramos inferior e intermedio de las unidades más autóctonas con la Unidad de Tránsito de las más alóctonas.

1.3. CRETÁCICO SUPERIOR (MAASTRICHTIENSE)-PALEOCENO

1.3.1. Garumniense (36 y 37)

El Garumniense (Vidal, 1871) está constituido en el Pirineo oriental por un conjunto de materiales con características continentales que abarcan la parte más alta del Cretácico superior y el Paleoceno siendo difícil su datación exacta, en el ámbito de la Hoja, al carecer de fauna. La asignación de estos materiales a la formación Tremp proviene del Pirineo central (Mey et al., 1968) en donde están limitados por el Cretácico superior en la base y por el llerdiense marino al techo. En el Pirineo oriental, el Garumniense se dispone discordante sobre materiales progresivamente más antiguos en dirección E. Así de W a E se sitúa sobre una reducida serie del Cretácico (Hoja de la Pobra de Lillet), sobre materiales continentales de edad Estefano-Pérmico (Hoja de Ripoll) y sobre el zócalo paleozoico al este de la transversal del pueblo de Rocabrúna (Hoja de Ripoll). La distinción y separación de los materiales del Estefano-Pérmico y del Garumniense en el Pirineo oriental ha sido establecida por Gisbert (1980). Anteriormente se agrupaba el Estefano-Pérmico y los conglomerados de la parte inferior del Garumniense dentro de un único conjunto datado como Permo-Triásico. Solo las areniscas y pelitas de la parte superior del Garumniense eran consideradas como tal (Ashauer, 1943; Estévez, 1973).

El Garumniense de la Hoja tiene entre 75 m y 400 m de potencia. En general, se observa un aumento de la potencia del Garumniense hacia el N (restitución de las láminas cabalgantes) tal como se observa regionalmente (Vergés y Martínez, 1988; Hoja de la Pobra de Lillet, Vergés et al., 1993).

En la parte norte de la Hoja, Muñoz (1985) distinguió tres unidades dentro del Garumniense, de las cuales se han representado sólo dos en la Hoja, agrupadas en uni-

dad inferior, numerada con el epígrafe (36) y unidades intermedia y superior, numeradas con el epígrafe (37). La unidad inferior (36) está formada por una alternancia de conglomerados, areniscas y lutitas de color rojo o rosado, formando en conjunto una megasecuencia granodecreciente. Los conglomerados y areniscas están constituidos casi exclusivamente por cuarzo de color blanco, que los diferencia rápidamente de los conglomerados del Estéfano-Pérmico. Dispersos en la parte alta de la unidad se encuentran nódulos carbonáticos.

La unidad intermedia (agrupada en el epígrafe 37) está constituida por una alternancia de niveles métricos de calizas, calizas lutíticas y lutitas. Las calizas son de color gris claro o blanquecino en superficie y gris oscuro en fractura fresca. Las calizas lutíticas tienen colores rosados y presentan gran cantidad de *Microcodium*. Las lutitas son de color rojo y presentan nódulos carbonáticos y paleosuelos en la parte alta. La unidad superior (agrupada en el epígrafe 37) consta de una potente barra de calizas masivas con una potencia que varía de 10 m a 100 m, en el sector occidental, y de diversas barras de calizas en el sector oriental. En este sector, el tránsito entre las dos unidades carbonáticas es progresivo.

A continuación se describirá una columna del Garumniense realizada en el sector oriental de la Hoja, localizada en la urbanización de Fontrubí en Camprodon. Esta serie se ha separado en 4 unidades principales que de la base al techo son: a) unidad detrítica inferior (UDI), discordante sobre los materiales del zócalo está constituida por areniscas cuarcíticas con restos carbonosos y calizas finas con un espesor de 25 m, conglomerados cuarcíticos, areniscas y lutitas de tonos rojizos con un espesor de 50 m; b) unidad calcárea inferior (UCI) formada por calizas finas masivas de aspecto noduloso y color gris rosado con características lacustres alternando con arcillas rojas y niveles de carbonatos nodulosos. Algunos niveles calizos son más detríticos y contienen oncolitos e intraclastos. La potencia de la unidad es de 200 m; c) unidad detrítica superior (UDS), formada por un conjunto de barras de areniscas ricas en cuarzo y limos de tonos gris ocre con un espesor de 40 m; y d) unidad calcárea superior (UCS) formada por calizas finas gris azuladas, bien estratificadas, en bancos decimétricos a métricos, alternando con niveles de arcillas rojo pálido, con un espesor total de 70 m. Al techo de esta unidad, se encuentran las margas amarillentas con miliólidos de la Fm. de Sagnari con edad Ilerdiense.

Estas unidades diferenciadas presentan una gran continuidad cartográfica en el Pirineo oriental. La parte inferior de la unidad (UDI) se ha correlacionado con los lignitos de Fígols y su parte superior con la arenisca de reptiles (Feist y Colombo, 1983). La UCI corresponde a las calizas de Vallcebre (Vidal, 1871), y la UDS es equivalente de las «couches a *Microcodium*» (Ullastre y Masriera, 1983) dentro de la parte superior de la Fm. de Tremp. La correlación litoestratigráfica efectuada permite reconocer una zona con espesores muy reducidos en la Garrotxa (Hojas de Olot y Maçanet de Cabrenys). La potencia aumenta progresivamente hacia el E (Hojas de Figueres y la Jonquera) y hacia el W (Hojas de Ripoll y la Pobla de Lillet). Los máximos espesores se localizan en el manto del Pedraforca (Hoja de la Pobla de Lillet).

Sedimentológicamente el conjunto corresponde a ambientes de tipo continental con sistemas de abanico aluvial y fluvial alternados con ambientes palustres y lacustres. La

datación de estas unidades es problemática por la escasez de restos fósiles no existiendo aún una cronoestratigrafía regional de estas unidades. La correlación con los perfiles de Fígols-Vallcebre datada por Feist y Colombo (1983) así como con otras dataciones realizadas por Masriera y Ullastre (1983) y Vidal (1873) nos permiten atribuir a la UDI al Maastrichtiense por sus restos de reptiles y su flora de carófitas, la unidad calcárea de Vallcebre al Dano-Montiense por la similitud de sus floras de carófitas con las de la caliza de Vitrolles del SE de Francia y las unidades detríticas como Thanetiense por la presencia de *Physa* y *Vidaliella gerundensis*.

Según esta correlación el límite Cretácico-Terciario se sitúa en la base de la unidad carbonatada o caliza de Vallcebre. La situación de este límite viene apoyada por la existencia de una discordancia (solapamiento expansivo) de estas calizas sobre los términos infrayacentes, detectada en diversos puntos del Pirineo oriental (Rey y Souquet 1974, Masriera y Ullastre 1983 y Pujadas 1990).

1.4. EOCENO

Los datos cronoestratigráficos de esta zona, que corresponden a los sedimentos marinos paleógenos, se basan fundamentalmente en el estudio bioestratigráfico a partir de macroforaminíferos, especialmente de los grupos de los alveolínidos (*Alveolina*) y de los nummulítidos (*Nummulites*, *Operculina*, *Assilina*) -Samsó (1989); Tosquella (1989)-. La utilización bioestratigráfica de los macroforaminíferos recibe un importante impulso especialmente a partir de los trabajos de Hottinger (1960) y Drobne (1977) en el campo de los alveolínidos que terminan confeccionando una biozonación muy completa del Paleógeno de la cuenca mediterránea. Respecto a los nummulítidos hay que destacar los trabajos de Schaub (1981), correspondientes a *Nummulites* y *Assilina*, Hottinger (1977), respecto a los foraminíferos operculiniformes y especialmente el trabajo de síntesis hecho por Schaub (1981) sobre los *Nummulites* y *Assilina* de la Tethys paleógena. Es a partir de estos trabajos, que quedan establecidas unas biozonaciones válidas para estos grupos de macroforaminíferos, y que se intenta hacer correlaciones entre ellos con otros grupos, como los foraminíferos planctónicos, nanoplancton calizo, dinoflagelados etc. (Schaub 1973, Kapellos & Schaub 1975, Drobne 1977, y Schaub 1981)

Formación del Cadí (38)

Las calizas con alveolinas aflorantes en el ámbito pirenaico fueron denominadas con el nombre de «Calizas con Alveolinas» por Llopis (1942). Con posterioridad, Mey et al. (1968) las definieron como Fm. Calizas del Cadí, formación equivalente a la de Ager, definida en el Pirineo central por Luterbacher, 1969). En el Pirineo oriental, Pallí (1972) utilizó en su tesis la Fm. de Orpí, definida por Ferrer (1967) en el margen meridional de la cuenca del Ebro. Estévez (1973) incluyó a las calizas con alveolinas dentro de la Fm. de Sagnari.

En esta memoria, la Fm. del Cadí está formada por un conjunto de materiales calizos limitados en la base por los materiales rojos del Garumniense y al techo por la primera intercalación detrítica atribuida a la parte basal de la Fm. de Coronas.

Las calizas de la Fm. del Cadí sólo aparecen representadas en la parte oriental de la Hoja, involucradas en la estructura del Montmajor (ver capítulo de tectónica). En general, las calizas de la Fm. del Cadí forman parte de estructuras complejas caracterizadas por repeticiones tectónicas de la serie estratigráfica. Debido a esta estructuración es difícil calcular la potencia de esta formación. En la zona de la Garrotxa (Hoja de Olot), se ha podido calcular un espesor de 180 m en la zona de Sant Aniol, y 325 m en el Pic de Mussols (Estévez, 1973). En la zona del Montmajor, la potencia estratigráfica de las calizas no debe superar los 150 m aunque debido a las repeticiones es superior a los 500 m.

A continuación describiremos la columna estratigráfica de Oix-Sant Joan de les Fonts, localizada en la parte occidental de la Hoja de Olot (Martínez et al., 1993) debido a la dificultad existente para realizar una serie en el Montmajor. La serie reseñada está separada en 4 tramos principales y se incluye la datación de cada tramo: a) tramo inferior carbonatado masivo, que localmente puede desarrollar facies arrecifales o pararrecifales con corales solitarios y coloniales (entre ellos los «porítidos»), algas rodofíceas, alveolinas y niveles oolíticos. En este tramo encontramos *Alveolina cucumiformis* y *A. ellipsoidalis*, características del llerdiense inferior; b) tramo intermedio constituido fundamentalmente por calizas margosas y limos carbonatados, con abundantes macroforaminíferos de tipo hialino, especialmente nummulites (*N. praecursor* y *N. ataticus*) y asilinas, que caracterizan el llerdiense medio; c) tramo superior de calizas masivas con alveolinas, orbitolites y miliólidos muy abundantes, con texturas wackestone y grainstone. Este tramo presenta abundante estratificación cruzada y planar a pequeña, mediana y gran escala, en la que queda involucrada la fauna fósil citada. La presencia de *Alveolina corbarica* indica la parte alta del llerdiense medio; y d) finalmente pueden encontrarse una o dos barras de calizas, separadas por niveles margosos, con alveolinas entre las que se ha identificado *A. trempina* y *A. oblonga*, características del llerdiense superior y Cuisiense basal, respectivamente.

En el mapa y en los cortes geológicos se aprecia la distribución areal de las calizas de la Fm. del Cadí y las relaciones entre estas y las otras formaciones con edad equivalente. Así de S a N se pasa gradualmente desde calizas poco potentes de la Fm. del Cadí a potentes series margosas de la Fm. de Sagnari (12). El paso entre ambos materiales se efectúa a través de un conjunto de margas, margo-calizas y calizas que se ha denominado facies de transición (10 y 11).

Facies de transición (39 y 40)

Los niveles de margas, margo-calizas y calizas situados entre las calizas de la Fm. del Cadí (38) y las margas de la Fm. de Sagnari (41) son denominados como facies de transición en la presente Hoja, y numerados con los epígrafes (39) y (40). Estos niveles ocupan una posición intermedia entre las calizas situadas en posiciones meridionales y las margas situadas en posiciones septentrionales. El paso entre las diferentes litologías se efectúa mediante indentaciones visibles en la cartografía. En las culminaciones antifor-males (Montmajor en la Hoja) es donde mejor se observa la distribución de estas facies de transición. La restitución de estas culminaciones antifor-males sugieren la existencia

de fallas normales, con hundimiento del bloque N, durante la sedimentación. La formación de las fallas condicionó la sedimentación formando zonas de plataforma (38) en el bloque meridional levantado y zonas margosas de plataforma externa en el bloque hundido (41). En el paso entre ambas zonas se depositaron una serie de niveles margocalizos y calizos.

En la cartografía se han separado las intercalaciones de margas (39) de las intercalaciones de margocalizas y calizas detríticas, ambas formando niveles de 20 a 50 m de potencia (40) y con abundancia de nummulites y alveolinas. En el bloque hundido de las fallas afloran localmente brechas de margocalizas, como se observa en el flanco norte del apilamiento antiformal de Can Coll (Hoja de Olot, Martínez et al., 1993).

La potencia de la unidad de las facies de transición es difícil de evaluar, aunque debido a su localización durante la sedimentación, estará comprendida entre la potencia las calizas de la Fm. del Cadí y las margas de la Fm. de Sagnari.

Formación de Sagnari (41 y 42)

El nivel margoso situado en la base del paquete marino eoceno del Pirineo oriental fue denominado «Margas esquistosadas de Sagnari» por Solé Sabarís (1958) debido al fuerte clivaje que presentan en general. Posteriormente Gich (1969) les asignó la denominación de Mb. de Sagnari. Este fue elevado al rango de formación por Estévez (1970), aunque fue Pallí (1972) quien las definió de manera formal.

La formación de Sagnari está formada mayoritariamente por una potente sucesión de margas azules, que en la presente memoria han sido señaladas con el epígrafe (41). Estas margas pasan gradualmente a ser más detríticas con intercalaciones de calizas, calizas margosas y calizas arenosas en la parte superior de la serie. En la parte media de la serie aflora un nivel métrico de calizas con miliólidos y nummulites, pequeños y de color oscuro, que muestra una gran continuidad cartográfica por lo que ha servido como un nivel guía, marcado con el epígrafe (42).

La columna estratigráfica realizada al S del pueblo de Ogassa muestra 3 tramos bien diferenciados: a) el tramo inferior está caracterizado por una alternancia de margas y limos grises, con fauna dispersa de operculinas, equinodermos y algunos nummulites y assilinas; b) el tramo medio está caracterizado por la acumulación de macroforaminíferos y nódulos de sílex. Dentro del tramo destacan un primer nivel con abundantes operculinas y assilinas, un nivel intermedio, packstone-grainstone de nummulites y assilinas, denominado nivel de Mataplana, señalado con el epígrafe (42), y un nivel con gran abundancia de nódulos de sílex; y c) el tramo superior caracterizado por margas y limos pobres en contenido faunístico.

Hacia el S, las margas de la Fm. de Sagnari pasan a las calizas de la Fm. del Cadí. La potencia total del conjunto varía entre 800 m y 1000 m.

La edad de la Formación de Sagnari viene determinada por el hallazgo de *Operculina ornata* y *Operculina* aff. *canalífera* en la parte inferior de la serie, que le atribuye una

edad llerdiense inferior. Los niveles de calizas de la parte media de la serie contienen *Assilina pustulosa* y *Nummulites globulus* con una edad llerdiense medio.

Formación de Coronas (43, 44 y 45)

El conjunto de materiales, situados encima de las margas de la Fm. de Sagnari, que afloran en la Serra de Coronas, al N del pueblo de Campdevàrol (Hoja de Ripoll) fue denominado como «Calizas de Coronas» por Solé Sabarís (1958). Gich (1969) definió el Miembro de Coronas perteneciente a la Fm. del Freser y posteriormente lo redefinió en la misma Serra de Coronas que quedó establecida como localidad tipo. Estévez (1973) lo elevó al rango de formación e incluyó en ella al tramo superior de margas detríticas perteneciente a la parte superior de la Fm. de Sagnari. Rosell et al. (1973) definieron la Formación de Coronas, como calizas grises con nódulos de sílex con una intercalación detrítico roja. Solé Sugrañes (1970) y Solé Sugrañes y Mascareñas (1970) englobaron estos materiales dentro de la Fm. de Ager.

Describiremos a continuación las características más importantes de la formación. Regionalmente esta formación se compone de tres tramos bien diferenciados (Giménez, 1989): a) tramo inferior (43) fundamentalmente detrítico, caracterizado por areniscas, limos y margas, entre los que esporádicamente se encuentran niveles carbonatados de acumulación de miliólidos. Las areniscas tienen colores grises y presentan estratificación cruzada y ripples de corriente que indican una dirección de transporte hacia el S. En algunas zonas se han encontrado alveolinas características del Cuisiense inferior (*A. oblonga*, *A. fornasinii* y *A. schwageri*); b) tramo rojo intermedio (44) cuya base está caracterizada por la presencia de una barra carbonatada con miliólidos, ostrácodos y pequeños bivalvos con el epígrafe (44). Encima de esta barra se observa una alternancia de areniscas, limos y arcillas rojas y algunos niveles carbonatados grises, que localmente contienen miliólidos; y c) tramo carbonatado superior (45), formado por alternancias de barras carbonatadas y margas grises. La unidad plegada de calizas está formada principalmente por la alternancia de facies laminadas de ostrácodos y facies no laminadas de moluscos, organizadas en capas delgadas de 10 cm de potencia. Las facies laminadas de ostrácodos contienen abundantes nódulos de sílice y abundancia de materia orgánica. Las características del nivel facilitan la formación de pliegues concéntricos de escala decimétrico-métrico durante el plegamiento general de la región (Giménez y Vergés, 1991; ver capítulo de tectónica). La potencia oscila entre los 150 y 200 m. En numerosos afloramientos se observan indicios de hidrocarburos migrados, localizados en las fracturas, especialmente en las canteras de Sant Pau de Seguríes y las de la carretera de Ripoll a Ogassa.

Formación de Armàncies (46 y 47)

El conjunto de margas situadas por encima de la formación de Coronas fue definido por primera vez como «Margas azuladas de Sant Martí d'Armàncies» por Solé Sabarís (1958). Kromm (1968) utilizó el término «Margas de Campdevàrol». Gich (1969) definió al conjunto de margas como Miembro de Armàncies mientras que Solé Sugrañes (1970), y Solé Sugrañes y Mascareñas 1970 utilizaron la denominación de Fm. de

Margas de Bagà. Estévez (1970) elevó el rango a Formación de Armàncies aunque fue Pallí (1972) quien le dio un carácter más formal.

El paso entre las formaciones de Coronas y de Armàncies es gradual en toda la zona de la Hoja. El límite superior de la formación es también gradual aunque, en la parte central y occidental de la Hoja corresponde a un cabalgamiento de poca importancia.

La formación de Armàncies está constituida por 4 grandes niveles bien diferenciados en el campo: nivel inferior margo-calizo, nivel margo-calizo con slumps, nivel de margas con megabrechas y nivel superior de margas.

La unidad inferior margo-caliza está compuesta por margo-calizas, limos y niveles calizos con numerosos fragmentos de bivalvos y gasterópodos. Las capas son decimétricas con contactos planos, y la potencia de este tramo es de 40 m. Representa el paso gradual entre las Fms. de Coronas y de Armàncies. El color oscuro de las margas es debido a la gran presencia de hidrocarburos.

Por encima de este nivel se sitúa un nivel margo-calizo con capas decimétricas y juntas onduladas que presentan gran cantidad de slumps y algún olistolito. Algunas de las capas presentan laminación algal y contienen ostrácodos. Los slumps presentan una dirección de los ejes E-W e indican una paleopendiente dirigida hacia el S. La potencia total de estos dos primeros niveles siempre es superior a los 180 m.

El nivel de margas con megabrechas intercaladas es fácil de reconocer en el campo debido a los resaltes morfológicos que forman las megabrechas. La potencia del nivel es variable, llegando a los 370 m en la columna de Gombreny (Hoja de la Pobla de Lillet; Vergés et al., 1993). En el Gombreny llegan a superponerse hasta 6 niveles de megabrechas con espesores decamétricos y una longitud máxima de 14 km (ver mapas). El nivel más potente tiene 56 m repartidos en diferentes tramos, estudiados por Santamaría (1983): 1) 3 m de cantos (5 cm) englobados en una matriz con trozos de ostras y alveolinas, 2) 23 m de bloques con un tamaño máximo de 20 m, 3) 28 m de cantos blandos y bloques de alternancias de margas y margas calizas, 4) 70 cm de calca-renita con base erosiva y granoclasificada, y 5) 80 cm de margas azules en continuidad con el nivel anterior. La fauna encontrada en el interior de los bloques corresponde a asilinas, nummulites, equinidos, ostras, corales y lamelibranquios.

La unidad superior de margas tiene una potencia superior a los 200 m y está formada por una alternancia de margas y calizas en capas decimétricas. Las margas y margo calizas presentan esquistosidad en algunos puntos. Intercalados en la serie se presentan niveles calizos más importantes que suministran fauna (Gich, 1969). Hacia la parte superior de este nivel, empiezan a aparecer algunas capas centimétricas de areniscas finas siliciclásticas con características turbidíticas que marcan el techo de la formación.

La fauna de macroforaminíferos hallada en las megacapacarbonatadas del flanco N del sinclinal de Ripoll, indica una edad comprendida entre el Cuisiense medio y un Luteciense basal. La fauna encontrada en los niveles de margas y limos carbonatados

con estratificación nodular que se encuentran por encima de las megacapas indican una edad Luteciense inferior (*Nummulites cf. campesinus*, *N. cf. verneuili*, *N. aff. gallensis* y *N. aff. obesus*).

Formaciones de Campdevàdol y de Vallfogona (48 y 49)

Estas dos formaciones están constituidas por una potente sucesión de margas, areniscas, conglomerados y yesos, aflorante en ambos flancos del sinclinal de Ripoll. Los materiales equivalentes de ambos flancos del sinclinal de Ripoll presentan diferencias notables. En esta Hoja se ha optado por describir separadamente los materiales de ambos flancos aunque la representación cartográfica sea única, con el epígrafe (48), debido a las dificultades surgidas al intentar separar esta unidad en dos. Sólo han sido diferenciados los niveles de yesos (49) que presentan una cierta potencia y continuidad lateral.

Por tanto, en este apartado se describen las margas, areniscas y conglomerados de la Fm. de Campdevàdol, que afloran en el flanco norte del sinclinal, las alternancias de margas, areniscas, conglomerados y yesos de la Fm. de Vallfogona, que afloran en el flanco S del sinclinal, los yesos de Beuda y finalmente el potente paquete de evaporitas, la mayor parte no aflorante y situado en el autóctono (cuenca de antepais).

Flanco N del sinclinal de Ripoll

En el flanco N del sinclinal aflora una serie alternante de margas y areniscas con características turbidíticas que fueron llamadas durante muchos años por el término flysch (Ashauer, 1943; Fontboté et al., 1957; Solé Sabarís, 1958 y Kromm, 1966). Gich (1969) definió las Margas de Campdevàdol, mientras que Estévez (1970) las nombró como Tramo inferior de la Fm. de Vallfogona. Pallí (1972), elevó las Margas de Campdevàdol al rango de Formación de Campdevàdol. Busquets (1981) utilizó el nombre de Fm. de Vallfogona y Costa (1989) utilizó el Complejo Turbidítico de Ripoll, desde el punto de vista de los sistemas deposicionales.

El límite inferior de esta unidad, en continuidad con la Fm. de Armànies, está situado en el primer nivel siliciclástico de la serie. Al techo de la unidad se sitúa el nivel superior de yesos que se ha denominado como yesos de Beuda con el epígrafe (49), comentado más adelante. La serie está formada por una alternancia de margas y areniscas en capas centimétricas y decimétricas con abundantes estructuras típicas de los sedimentos turbidíticos. También aparecen intercalados en la serie pequeños niveles conglomeráticos. La composición de los conglomerados y areniscas es paleozoica y contienen abundantes granos de cuarzo.

El carácter turbidítico de la serie fue estudiado por Rosell y Gich (1971); Pallí (1972); Santisteban (1977) y recientemente por Costa (1989). Este autor establece la existencia de 3 sistemas turbidíticos A, B y C conectados a los correspondientes sistemas de plataforma que forman el Complejo Turbidítico de Ripoll.

La potencia de la Fm. de Campdevàdol en el flanco N del sinclinal de Ripoll que aflora en la presente Hoja es de unos 600 m. Hacia el E desaparece bajo la discordancia basal de la formación de Coubet volviendo a aflorar nuevamente en la Hoja de Olot.

La existencia de *Nummulites aff. boussaci*, *Assilina spira abrardi* y *Operculina praespira praespira* en la parte superior de la serie aflorante en las cercanías del pueblo de Guardiola de Berga (Hoja de La Pobla de Lillet, Vergés et al., 1993), indica una edad Luteciense inferior.

Flanco S del sinclinal de Ripoll

En el flanco S del sinclinal y en el llano de Besalú aflora una alternancia de margas, areniscas finas y yesos. Estos materiales fueron llamados «Margas yesíferas de Vallfogona» (Solé Sabarís, 1958). Gich (1969) definió el Miembro de Vallfogona mientras que Estévez (1970) reunió el Mb. de CampdevànoI y el Mb. de Vallfogona, ambos según 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 este queda cortado por el cabalgamiento de Vallfogona. El límite superior, al igual que en el flanco N 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 (49). Esta serie consiste en una alternancia de niveles centimétricos a decimétricos de margas y areniscas finas con paquetes centimétricos a métricos de yesos discontinuos. Entre la serie mencionada aparecen niveles de areniscas y conglomerados, algunos de ellos canalizados, que muestran características turbidíticas claras.

Yesos de Beuda (49)

A los yesos que aparecen en la parte superior de la serie turbidítica del flanco norte se les ha llamado Yesos de Beuda. La primera definición de esta unidad fue la de Solé Sabarís (1958) que la denominó «Yesos de Vallfogona» y la de Clavell et al (1970) con «Niveles yesíferos de Vallfogona». Pallí (1972) definió a los niveles de yesos intercalados como Mb. de Beuda y Busquets (1981) los denominó «Yesos de CampdevànoI».

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 (49), 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 y llega a tener una potencia cercana al centenar de metros en algunos puntos.

Los yesos de Beuda (49) que afloran en el manto del Cadí constituyen un nivel continuo de sulfato cálcico de hasta 80 m de potencia (en superficie son yesos secundarios y anhidrita). En la columna detallada levantada en la cantera situada al sur del pueblo de Beuda (Fig.2) , se observan las principales facies de esta unidad (Ortí et al., 1988). De muro a techo se puede diferenciar: a) facies bandeadas y laminadas (mm/cm) con intercalaciones de lutitas, b) facies nodulares, y c) facies pseudomórfica de antiguos cristales de yeso centimétricos (actualmente yeso alabastrino secundario). Esta sucesión vertical se interpreta como una secuencia de somerización (Ortí et al., 1988; Ortí y Rosell, 1990).

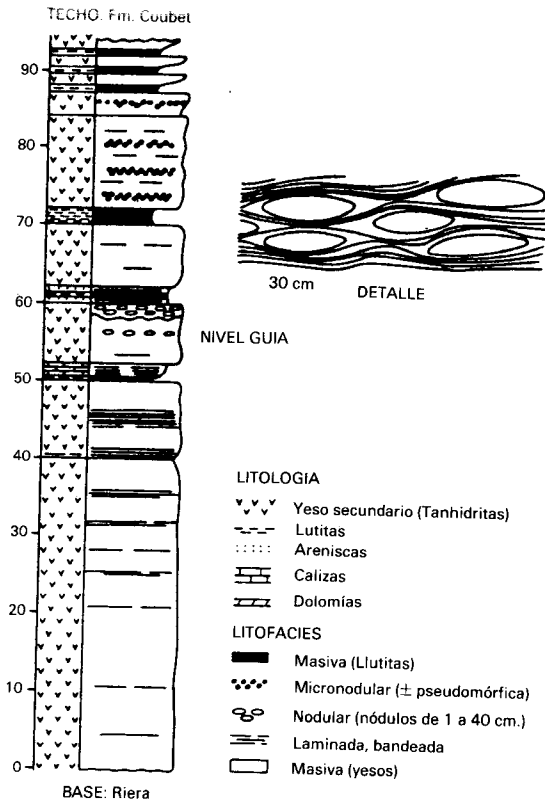


Fig. 2 - Columna estratigráfica de los yesos de Beuda en las canteras del pueblo del mismo nombre según Ortí et al. (1988).

Las publicaciones recientes tanto desde el punto de vista de secuencias deposicionales (Puigdefàbregas et al., 1986) como desde el punto de vista estructural (Martínez et al. 1989; Vergés et al. 1991a) utilizan la denominación Beuda para definir al conjunto de materiales evaporíticos (margas y areniscas finas con intercalaciones de yesos y sales) con una edad Luteciense. Clavell (1991), describe 122 m de yesos masivos en el techo y más de 1000 m de alternancias de margas, yesos y sales en la parte inferior de la serie (Manto del Serrat; ver capítulo de tectónica). La serie autóctona de la Cuenca del Ebro estaría formada por un nivel yesos masivos de 700 m de potencia.

Correlación

La correlación de los materiales aflorantes en ambos flancos del sinclinal de Ripoll es difícil con los datos disponibles actualmente. Si bien, los yesos de Beuda constituyen un

buen nivel guía acotando la parte superior de las formaciones, en la parte inferior de estos existe la posibilidad de una asincronía. Debido a la migración continua de los depocentros, los materiales del flanco N podrían ser anteriores, en parte, a los del flanco S (ver capítulo de secuencias deposicionales). Las condiciones de salinidad de la parte inferior de la unidad descrita, en la transversal de Vilada (Hoja de la Pobla de Lillet; Vergés et al., 1993), son diferentes en ambos flancos del sinclinal, lo cual no comporta ninguna indicación de la sincronía o no de la sedimentación en ambos flancos (Van Eeckhout, 1990).

Fm. de Banyoles (50)

Los primeros autores que citaron las margas de Banyoles fueron Almela y Ríos (1943) que las definieron como «Margas de Banyoles», que fueron elevadas al rango de formación por Ríos y Masachs (1953) y posteriormente por Gich et al., (1967). En Clavell et al., (1970) las margas de Banyoles fueron datadas como Luteciense inferior y medio y su situación quedó claramente establecida por debajo de las calizas de Tavertet (Gich, 1969). En Clavell et al., (1970) queda muy clara la relación entre las margas de Banyoles y las margas de Malla, superiores a las calizas de Tavertet. En el manto del Cadí los primeros autores en separar dichas margas en una unidad que llamaron «Blue shales» fueron Puigdefàbregas & Soler (informe interno, 1980).

Las margas de la Fm. de Banyoles sólo afloran en el flanco S del sinclinal de Ripoll. El paso a la Fm. de Coubet es transicional como se observa muy bien en las cercanías del pueblo de Vallfogona. En el flanco N del sinclinal, estas margas no están representadas. Allí el contacto inferior de la Fm. de Coubet es discordante (ver Fm. de Coubet). Por esta razón se ha pintado un contacto discordante en la parte inferior de las margas de la Fm. de Banyoles en el flanco S, aunque este contacto tiene carácter de paraconformidad.

Los mejores afloramientos de esta formación están representados en la carretera de Ripoll a Olot, cerca del pueblo de Vallfogona. Allí se observa claramente su posición entre las margas yesíferas de la Fm. de Vallfogona y la Fm. de Coubet, a la que pasa lateralmente. La sucesión esta formada por margas y margas calizas con pasadas de areniscas y conglomerados que se hacen más frecuentes hacia la parte superior de la serie. Las areniscas y conglomerados se presentan con una geometría de canal ancho (10-12 m) y poco profundo (<1 m) con estratificación cruzada y abundantes cantos blandos. Los cantos son mayoritariamente de rocas paleozoicas. Son comunes las suturas erosivas a escala métrica que cortan suavemente a las margas inferiores. El relleno de la sutura se efectúa mediante una primera capa decimétrica de areniscas seguida de margas similares a las infrayacentes. Las marcas de base indican una paleocorriente variable entre el N-2200E y el N-2600E.

Al W del río Ter, en el torrente de Vilardell, al N de la ctra. de Ripoll a les Lloses -serie de Vilardell (Busquets, 1981)-, la Fm. de Banyoles está formada por una sucesión estrato y granocreciente de 450 m de potencia constituida por lutitas carbonatadas en la parte inferior de la serie con algunos niveles slumpizados. Intercalados en la serie aparecen

pequeños canales de areniscas y microconglomerados (en menor cantidad que en el pueblo de Vallfogona). En la parte superior de la serie aumentan los niveles de areniscas que pasan gradualmente a la Fm. de Coubet. Las paleocorrientes observadas tienen una dirección N-210°E (Busquets, 1981).

Formaciones de Coubet-Bracons (51)

El nombre Coubet proviene de los informes inéditos de las petroleras que utilizaron el término «Les couches à load cast de Coubet» de Kromm (1967). Definida informalmente como formación por Puigdefàbregas y Soler (1980) en un informe petrolero inédito. Esta formación es equivalente a la Fm. de Cal Bernat definida en el flanco sur del sinclinal de Ripoll, en las cercanías del manto del Pedraforca por Busquets (1981) y al Mb. de Barcons definido en el antepaís (Gich, 1969). Este último término fue corregido con posterioridad, debido a un error toponímico, por el de Mb. de Bracons (Riba et al., 1983).

Consiste en una alternancia de margas y areniscas y conglomerados con numerosas estructuras sedimentarias organizados en secuencias estrato y grano crecientes. En la zona de Besalú se encuentran niveles calizos con Miliólidos y oolitos al techo de las secuencias (Santisteban y Taberner, 1979). Al W del río Ter, la Fm. de Coubet está formada por una sucesión estrato y granocreciente de margas, areniscas y conglomerados. En la parte superior de la serie, las capas de areniscas son métricas, generalmente de base plana con estratificación cruzada de bajo ángulo. Se encuentran deformadas por carga y contienen abundantes marcas de base. Las paleocorrientes varían entre N-200°E y N-235°E. La potencia total de la formación de Coubet es superior a los 100 m.

El contacto inferior de la formación es una discordancia angular bien visible en la parte oriental del flanco N del sinclinal de Ripoll, donde los materiales de esta formación se sitúan sobre las margas y margocalizas de la Fm. de Armànies, faltando la totalidad de los sedimentos turbidíticos de la Fm. de Campdevàdol. Esta discordancia es más difícil de reconocer en el resto del flanco septentrional, debido a las condiciones de afloramiento por una parte y a la concordancia entre el contacto y las capas inferiores a este. Sin embargo, las capas situadas por encima del contacto discordante muestran una clara relación angular con este, presumiblemente debido a la suma de la progradación de estos depósitos sobre la superficie de discordancia unido al levantamiento sincrónico del flanco N del sinclinal, dando ángulos muy fuertes como los observados al E de la villa de Ripoll. En el flanco meridional, la Fm. de Coubet pasa gradualmente a la Fm. de Banyoles (N del pueblo de Vallfogona). El contacto discordante situado bajo las margas de la Fm. de Banyoles representa una paraconformidad.

Formación de Bellmunt (52)

Fue denominado Tramo rojo intermedio por Almela y Ríos (1943), equivalente de las «Couches rouges intermediaires» de Kromm (1966). 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 de la Fm. de Bellmunt forman el núcleo del sinclinal de Ripoll, en el manto del Cadí, y afloran en el río Ter, al S del cabalgamiento de Vallfogona (cuenca de antepaís plegada). La serie que describiremos a continuación ha sido realizada en la ctra. de Sant Pau de Seguries a Sant Salvador de Vianya. La base de la serie está constituida por areniscas y margas azuladas de la Fm. de Coubet, que definen unas secuencias grano y estratocrecientes, típicas de progradación deltaica. Los primeros materiales atribuidos a la Fm. de Bellmunt son niveles de arcillas rojas con carófitas y gasterópodos, que representan el tránsito entre ambas formaciones. Por encima de dichas arcillas aparecen conglomerados, areniscas descoloradas y arcillas, formando una secuencia grano y estratodecreciente. Los conglomerados están dispuestos en capas métricas con cantos de calizas, pizarras y cuarcitas. Las areniscas están bioturbadas y las pelitas presentan paleosuelos. El espesor total del tramo inferior es de 750 m y presenta paleocorrientes con una orientación E-W. El tramo superior de la serie está formada por conglomerados desorganizados, ricos en matriz lutítica, con cantos predominantemente compuestos por pizarras, granitoides y calizas. Aparecen intercalados en la serie niveles de areniscas blanquecinas arcósicas bioturbadas y arcillas rojas. Se observan tendencias decamétricas granocrecientes, aunque el conjunto presenta una no muy bien definida tendencia grano y estratocreciente. El espesor del tramo superior es de 320 m y las paleocorrientes presentan direcciones N-S, ortogonales respecto al tramo anterior.

El paso de la Fm. de Coubet a la Fm. de Bellmunt es transicional en ambos flancos del sinclinal de Ripoll, siendo el contacto inferior de la Fm. de Coubet una discordancia angular, visible principalmente en el sector oriental del flanco N del sinclinal (capítulo de Fm. de Coubet). Dentro de la Fm. de Bellmunt, aflorante en el sinclinal de Ripoll existen numerosas discordancias, deducidas por: 1) los cambios, tanto en dirección como en inclinación entre los diferentes grupos de capas, y 2) los cambios en composición litológica a ambos lados de la discordancia. Estas discordancias son más visibles en el flanco N del sinclinal debido probablemente a su mayor actividad durante la deposición de los materiales de la Fm. de Bellmunt. Esta mayor actividad puede deducirse también de la disimetría observada en el sinclinal de Ripoll, donde los términos más modernos de la Fm. de Bellmunt ocupan una posición más meridional (ver cortes I-I' y II-II'). El espesor del tramo inferior descrito disminuye rápidamente hacia el S, pasando a los depósitos deltaicos proximales de la Fm. de Coubet y más distales de la Fm. de Banyoles.

La distribución de las facies, los cambios litológicos de los constituyentes, las discordancias angulares, la distribución de paleocorrientes sugieren que los depósitos continentales de la Fm. de Bellmunt constituyeron inicialmente un sistema fluvial de dirección E-W, paralela al eje del surco formado por el desarrollo del sinclinal de Ripoll, mientras que la unidad superior se formó mediante sistemas aluviales y fluviales proximales con una dirección N-S, indentándose con el sistema fluvial de dirección E-W. El cambio litológico de los componentes entre los dos tramos descritos indica también un cambio del área fuente.

La edad asignada a los depósitos de la Fm. de Bellmunt es Cuisiense superior-Bartoniense, aunque se carece de criterios paleontológicos para la datación de la parte superior de la serie.

Margas y limos de la unidad de les Lloses (53)

Edad Luteciense medio equivalente a la parte superior de la Fm. de margas de Banyoles y a la Fm. de Coubet (Serra-Kiel, 1984).

Alternancias de areniscas con Nummulites y margas de la unidad de les Lloses (54)

Edad Luteciense medio-superior equivalente a la parte alta de la Fm. de Coubet (Serra-Kiel, 1984).

Areniscas con glauconita de Puigsacalm inferior (55)

El tránsito Eoceno medio-Eoceno superior está caracterizado, a escala de la cuenca del Ebro, por una importante transgresión marina. 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 Eoceno superior 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 N de la cuenca.

Es precisamente este borde septentrional el que aparece representado en la Hoja de Ripoll. La unidad aflora tan solo en dos pequeñas franjas, una al E y otra al W de la sierra de Santa Magdalena.

En síntesis, se trata de una reducida serie areniscosa de orden métrico a decamétrico, con acumulaciones puntuales de glauconita y bioclastos. Su espesor máximo es de 40 m., reduciéndose y llegando a desaparecer hacia el N. En la Hoja de Manlleu sufre un espectacular aumento de potencia y un marcado cambio de facies hacia el S.

El límite inferior está marcado por el cambio brusco de facies entre los sedimentos marinos de esta unidad y los sedimentos continentales infrayacentes. Aparece además una discordancia angular que se hace más patente hacia el N, antes de que la unidad desaparezca. El límite superior está caracterizado por un nivel de condensación bien desarrollado y por un cambio brusco de facies.

Una serie sintética incluye los siguientes términos: un tramo conglomerático basal de potencia decimétrica a métrica, procedente del retrabajamiento de materiales de la unidad infrayacente, conteniendo restos bioclásticos en la matriz. Sigue un tramo are-

nisco, 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. 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.

Los materiales de esta unidad se depositaron en un ambiente de plataforma siliciclástica. Su margen más septentrional, el que aflora en esta Hoja, se vio 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. Hacia el S, en la Hoja adyacente de Manlleu, la unidad está representada por 500 metros de sedimentos en facies de nearshore y off-shore.

Conglomerados, lutitas rojas, areniscas y margas de Puigsacalm superior (56, 57 y 58)

Esta unidad marca el retorno a unas condiciones de sedimentación detrítica grosera en el margen N de esta cuenca de antepaís, mediante el desarrollo de sistemas deltaicos y aluviales. Constituye la mayor parte de los materiales del Eoceno superior que afloran en el sector del antepaís representado en esta Hoja.

Puede realizarse un corte completo y con representación de todas las litologías al N de la masía de «El Cortal». También existen buenos cortes en los caminos que siguen los valles de orientación N-S de las sierras de Santa Magdalena y Milany.

Dentro de la unidad se pueden distinguir dos episodios progradacionales deltaicos, constituidos cada uno de base a techo y de S a N por margas (58), areniscas, conglomerados y margas (57) y conglomerados, areniscas y lutitas rojas (56).

La potencia de la unidad es de 320 m, de los cuales 180 m pertenecen al primer episodio progradacional y 140 m al segundo. El límite inferior está marcado por un nivel de condensación y por el cambio brusco de facies con la unidad Puigsacalm inferior. Cuando ésta desaparece, la unidad Puigsacalm superior se dispone discordantemente encima de los materiales rojos de la Fm. Bellmunt (Gich, 1972). El límite superior se pone de manifiesto por un cambio brusco de facies entre los conglomerados, areniscas y lutitas rojas (56) de esta unidad y los conglomerados, areniscas y margas (60) de la unidad Vidrà inferior. Hacia el S, las facies continentales del epígrafe (56) pasan transicionalmente a las facies marinas del epígrafe (57), apareciendo un nivel de condensación en el techo de la unidad.

Los dos episodios progradacionales están separados por un nivel de condensación, acompañado de un cambio brusco de facies. Este límite no ha podido ser cartografiado

al no observarse su equivalencia en las facies meridionales de la unidad, representadas en la Hoja adyacente de Manlleu.

Los materiales del epígrafe (58) 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 off-shore, con niveles turbidíticos centimétricos de areniscas finas y medianas. Pasan transicionalmente a los materiales del epígrafe (57), que se componen mayoritariamente de areniscas con margas interestratificadas, con ordenación en ciclos estrato y granocrecientes. El espesor de estos ciclos oscila entre los 10 m 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 arenisco/bioclásticos y los interpretamos como barras de desembocadura de canal. Otros, de potencia más variable y con fauna abundante tanto en las pelitas como en las areniscas, bioturbación importante y estructuras debidas a oleaje, los interpretamos como depósitos de bahía interdistributaria y litorales, en los que predomina la influencia del oleaje. Hacia el N, las facies de frente deltaico pasan a las de llanura deltaica y aluvial (56) de manera rápida y transicional. Estas están constituidas por niveles de conglomerados de entre 2 m y 10 m de potencia, con base erosiva plana o surcada. En ellos se reconoce estratificación paralela, cruzada planar y surcada, cantos imbricados y en ocasiones secuencias granodecrescientes de relleno de canal. Interestratificadas con estos conglomerados aparecen intercalaciones de entre 3 m y 15 m de areniscas y lutitas rojas bioturbadas, correspondientes a niveles de desbordamiento.

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 N-S.

Conglomerados, lutitas rojas, areniscas y margas de Vidrà inferior (59, 60)

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. 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 Pugsacalm superior, alcanzando posiciones más meridionales en su progradación, tal como se observa en la Hoja de Manlleu. Son los sedimentos más modernos que se reconocen en la Hoja de Ripoll. Su edad es Bartoniense.

Los afloramientos se sitúan en los puntos más elevados de las sierras meridionales (Santa Magdalena y Milany). La máxima potencia aflorante es de 275 m.

Esta unidad está integrada en las hojas adyacentes de Manlleu y Berga por dos episodios progradacionales, que aquí no han podido ser diferenciados. 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.

El epígrafe (59) corresponde a los conglomerados, areniscas y lutitas rojas que representan las partes más proximales de estos abanicos deltaicos. El epígrafe (60) corresponde a los conglomerados, areniscas y margas en facies de frente deltaico.

El contacto inferior, que en la Hoja de Manlleu 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 que se superpone a una serie roja de llanura deltaica y aluvial. A su vez, estos materiales de frente deltaico pasan transicionalmente hacia el NW a sedimentos de llanura deltaica y aluvial, resultando el contacto de difícil precisión.

Se puede considerar a todo el conjunto de sedimentos como constituyente de un sistema de deltas aluviales dominados por fenómenos de crevasse y de oleaje. Las paleocorrientes y la distribución de las facies indican una polaridad N-S para el desarrollo de los sistemas deltaicos.

1.4.1. Interpretación ambiental y análisis secuencial de los materiales eocenos del Pirineo oriental

En este apartado se hará un esbozo de la interpretación ambiental y análisis secuencial de los sedimentos eocenos de la cuenca de antepaís pirenaica, aunque como ya se ha comentado anteriormente, la cartografía geológica ha sido abordada mediante el uso de unidades litológicas utilizando dentro de lo posible las formaciones ya definidas con anterioridad.

El análisis secuencial fue utilizado en el estudio de los sedimentos de la cuenca de antepaís surpirenaica oriental para poder establecer correctamente la evolución tectonosedimentaria (Puigdefàbregas et al., 1986). A partir de este primer trabajo, que será la base del análisis secuencial de la presente memoria, se han realizado diversos estudios de análisis secuencial comentados en Samsó (1989) y Tosquella (1989). Un esquema de las secuencias deposicionales definidas en la presente memoria, se observa en la Fig. 3.

Secuencia deposicional del Cadí

La secuencia deposicional de Cadí está caracterizada por sedimentos transgresivos que se superponen a los sedimentos continentales y lacustres del Garumniense (7 y 8). La secuencia está formada por calizas de plataforma somera con alveolinas, orbitolites y

miliólidos de la Fm. del Cadí (9) que pasan lateralmente a margas grises de plataforma marina más profunda con nummulites, assilinas y operculinas de la Fm. de Sagnari (12). La parte superior de la secuencia se sitúa en la base de las primeras apariciones detríticas que caracterizan a la siguiente secuencia deposicional.

En la parte occidental del Pirineo oriental, la secuencia de Ager (Betzler, 1989) equivalente a la secuencia del Cadí se reconoce por el «onlap» que efectúan dichos sedimentos sobre los sedimentos del Garumniense. En la parte N de la Garrotxa también se ha visto disposición en onlap entre las calizas con alveolinas y los términos pelíticos del Garumniense (Hoja de Maçanet de Cabrenys, Liesa et al., 1993).

La distribución de las facies de la secuencia del Cadí puede observarse en la Fig. 12. Al N, las margas de plataforma abierta que pasan gradualmente a una amplia plataforma carbonatada que recubre, en parte, al futuro manto del Pedraforca. Más al W, corresponde a la Fm. de Ager (Luterbacher 1969) definida en las cuencas de Tremp y Ager, con fósiles que dan una edad del llerdiense inferior y en algunas zonas del llerdiense medio y superior. Su evolución hacia el S, implica un paso a condiciones más someras y continentales, concretamente en la zona de el Far, en Girona, encontramos directamente sobre el Garumniense (7 y 8) una delgada capa de calizas con alveolinas de edad llerdiense medio (Hottinger 1960). Por encima de este nivel se encuentran los materiales rojos de la Fm. de Sant Martí Sacalm (Gich et al., 1967). En el área situada al SW de Igualada encontramos los materiales definidos como Fm. de Orpí (Ferrer, 1967). Estos materiales se sitúan directamente sobre materiales mesozoicos o sobre las arcillas rojas del Garumniense, y tienen una edad llerdiense medio (Hottinger 1960), correspondiente a los tramos b) y c) descritos en la Fm. del Cadí (ver capítulo de descripción de materiales -Eoceno).

Secuencia deposicional de Coronas

La secuencia deposicional de Coronas representa un evento regresivo siliciclástico deltaico superpuesto a la plataforma carbonatada de la secuencia deposicional del Cadí. Esta secuencia incluye a la parte superior de la Formación de Sagnari (Sagnari III; Samsó, 1989), a toda la Formación de Coronas con los epígrafes (14) a (16) y a la parte más inferior de la Formación de Armàncies con el epígrafe (17), según Giménez (1989).

La parte inferior de la secuencia deposicional está formada por parasecuencias detríticas somerizantes que indican una clara progradación del sistema deltaico durante una fase regresiva, controlada por las oscilaciones eustáticas. Estas acaban con pequeños niveles carbonatados, con fauna de plataforma somera constituida por miliólidos, alveolinas y rotálidos (Samsó, 1989). El conjunto caracteriza un paso de ambientes de prodelta a frente deltaico. La parte media está constituida por un tramo rojo con carbonatos lacustres que caracterizan una zona de llanura deltaica. La parte superior de la secuencia está formada por margas y carbonatos laminados, característicos de una plataforma muy restringida, somera y estabilizada indicado por la presencia de ostrácosos, alveolinas, miliólidos y materia orgánica (Giménez, 1989). Esta parte superior pasa a margo-calizas que representan el inicio de una rampa que dará paso a los materiales

de talud de la secuencia siguiente (secuencia de Armàncies). Según Giménez (1989) el cambio de secuencia se realiza al techo de la alternancia de carbonatos y margas con fauna de carácter marino restringido. El límite se sitúa cuando aparece en la serie el primer slump y/o megabrecha carbonatada, que indica una destrucción de la plataforma carbonatada.

En el margen sur de la cuenca de antepaís del Ebro, la Fm. de Coronas equivale a parte de los materiales continentales de la Fm. de Sant Martí Sacalm en la zona del Far, en Girona, y de la Fm. de Pontils en la zona de Igualada.

Secuencia deposicional de Armàncies

Esta secuencia está representada por dos tipos de facies bien diferenciadas. En la zona de La Garrotxa, se instala una plataforma carbonatada representada por las calizas de la Fm. de la Peña (18), mientras que hacia el W, las margas de la Fm. de Armàncies (17) indican una profundización rápida deducida por la presencia de slumps y megabrechas carbonatadas con fauna de las plataformas resedimentada, correspondiente a facies de talud proximal. La parte superior de la secuencia está representada en el sector de Terrades, por un tramo detrítico deltaico. El límite superior viene dado por los sedimentos turbidíticos de la secuencia de Campdevàno.

En la parte occidental del Pirineo oriental Betzler (1989) reúne a la parte superior de la Fm. de Coronas, tramo superior de calizas según Giménez (1989), y a la Fm. de Armàncies en la secuencia de Odén.

En la serie de Queralt, situada sobre el manto del Pedraforca (Hoja de Berga; Mató et al., 1993) aparecen los materiales equivalentes en edad, representados por areniscas y conglomerados con nummulites y assilinas (Solé Sugañes y Clavell, 1973) de poca potencia. Hacia el S, la secuencia deposicional de Armàncies está caracterizada por la parte inferior de las calizas de plataforma de la Fm. de Girona (Pallí, 1972; Ferrer, 1971) y por los depósitos rojos continentales de la parte superior de la Fm. de Sant Martí Sacalm (Gich, 1969).

Secuencia deposicional de Campdevàno

La secuencia deposicional de Campdevàno viene marcada por una entrada brusca de aportes siliciclásticos en la cuenca. Estos sedimentos forman una sucesión de más de 900 m de potencia en las zonas con mayor acumulación (Hojas de la Pobla de Lillet y Ripoll). La parte alta de la secuencia muestra condiciones anóxicas de sedimentación, con ausencia total de fauna (Van Eeckhout 1990).

La disposición interna de las turbiditas viene condicionado por la existencia de 3 superposiciones de materiales más proximales sobre materiales más distales, aunque con una distribución areal reducida (Santisteban y Taberner, 1979). Costa (1989), establece la existencia de 3 sistemas turbidíticos A, B y C que rellenan la cuenca de E a W, formando el complejo turbidítico de Ripoll. Estos 3 sistemas junto con los correspondientes siste-

mas de plataformas que forman parte del complejo de Terrades, constituyen 3 secuencias deposicionales, que se comparan a nivel eustático global con las secuencias del Luteciense descritas en el grupo Hecho. En cada sistema turbidítico, excepto en el C, se han diferenciado tres unidades, las dos primeras, por su distribución de facies son asimilables, respectivamente a los estadios de crecimiento de tipo I y II de Mutti et al. (1985), mientras que la unidad 3 corresponde a facies de «chanel levée».

Secuencia deposicional de Bellmunt

La secuencia deposicional de Bellmunt representa un episodio deltaico progradante hacia el S. El límite inferior viene marcado por la discordancia situada en la base de los yesos de Beuda, observable en el flanco N del sinclinal de Ripoll (SE de Sant Pau de Seguries), que erosiona a los materiales turbidíticos de la secuencia anterior (Fig. 3). En el flanco S del sinclinal no se observa ningún contacto discordante, aunque el límite se ha situado en el contacto entre la Fm. de Vallfogona y la Fm. de Banyoles. La parte más inferior de la secuencia tiene una edad Luteciense inferior alto.

La secuencia deposicional de Bellmunt está caracterizada por tres tipos principales de facies: las margas de prodelta de la Fm. de Banyoles con niveles turbidíticos al S (24), las areniscas y calizas arrecifales de frente deltaico de la Fm. de Coubet (25) y los materiales de la llanura deltaica y sistema aluvial de la Fm. de Bellmunt (30). La plataforma carbonatada meridional constituida por la Fm. de Tavertet (Reguant, 1967) representa un nearshore nummulítico, el cual migra hacia el S y transgrede encima de los depósitos aluviales del margen meridional pasivo de la cuenca del Ebro.

La unidad inferior de la Fm. de Bellmunt (ver capítulo de descripción de materiales - Eoceno) se interpreta como un sistema aluvial que es transicional con los sistemas deltaicos

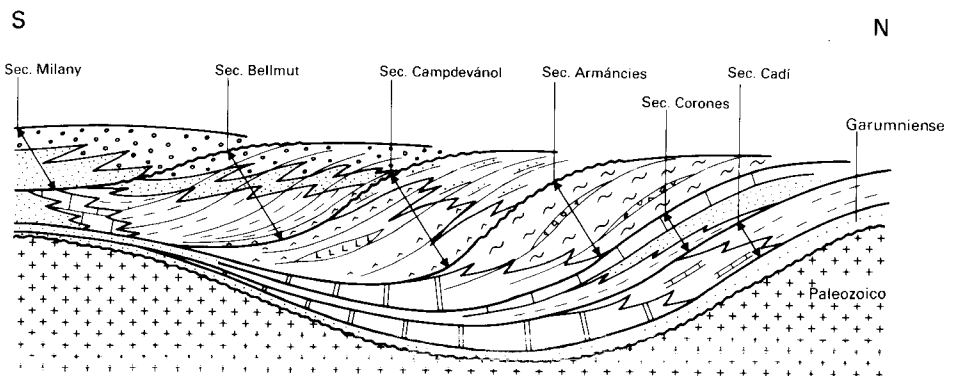


Fig. 3 - Esquema en donde se muestra la disposición de las distintas secuencias deposicionales del Eoceno.

cos de las formaciones de Terrades y de Coubet, que presentan paleocorrientes ENE-WSW. Las unidades intermedia y superior registran unos sistemas aluviales proximales dominados por procesos de transporte en masa («debris-flows», olistones) situados en el flanco norte del incipiente sinclinal de Vilaritg. Estos sistemas se indentan con sistemas aluviales y fluviales con paleocorrientes paralelas al eje del sinclinal. La procedencia de los detríticos sería oriental para la unidad inferior y septentrional para las superiores.

En el flanco N del sinclinal, las capas de las Fms. de Coubet y de Bellmunt forman un ángulo, elevado en algunas ocasiones, con los yesos de Beuda o en su defecto con el límite superior de las turbiditas. Esta disposición se interpreta como un «downlap» del sistema fluvial y deltaico progradante, exagerado por el plegamiento sincrónico del sinclinal de Ripoll.

Secuencias posteriores

El estudio de las secuencias posteriores está muy bien documentado en la memorias de la Hojas de Manlleu y en la de Berga donde estos sedimentos representan la mayor parte de las Hojas.

1.5. CUATERNARIO

La altura máxima de los relieves de la Hoja de Ripoll siempre estuvieron por debajo del nivel de nieves perpetuas durante el Cuaternario. Así, no aparecen formas ni depósitos típicos glaciares o periglaciares (Fleta, 1986).

Los depósitos cuaternarios de la Hoja de Ripoll se encuentran condicionados por la evolución geomorfológica de cada sector. Así los materiales cuaternarios de las cuencas altas de los ríos Ter y Freser están ligados al glaciario del Pirineo oriental, los depósitos de la zona de Olot se encuentran ligados a las emisiones de materiales volcánicos, que dieron lugar a la obturación de los valles principales y consecuente formación de depósitos lacustres asociados, y los materiales situados en la parte NE de la Hoja, pertenecientes a la cuenca hidrográfica del río Llierca, tributario del Fluvià, tienen una evolución distinta de la de las terrazas del río Ter y de la zona volcánica de Olot.

En la memoria se han diferenciado los depósitos correspondientes a la cuenca del Ter y a la cuenca occidental del Fluvià. Además en la cuenca del río Fluvià, existen dos áreas claramente diferenciadas dependiendo de la acción volcánica. Los depósitos cuaternarios de la parte alta de los ríos Ter y Freser están ligados al glaciario en el Pirineo oriental

1.5.1. Cuenca del Ter

La cuenca alta del río Ter comprende los ríos Ter y Freser y la riera de Vallfogona, en la que se formaron depósitos correlacionables con los del río Freser. En esta cuenca se pueden observar los siguientes depósitos: depósitos aluviales (terrazas fluviales, el aluvial actual, y depósitos lacustres), y depósitos coluviales (brechas cementadas, derrubios ordenados, depósitos producidos por movimientos en masa, y materiales coluviales indiferenciados).

Depósitos aluviales

Terrazas fluviales

Hemos diferenciado tres niveles de terrazas y el aluvial actual.

La *Terraza Alta* se encuentra ampliamente desarrollada en las inmediaciones de Sant Joan de les Abadesses y en Sant Pau de Segúries. En las inmediaciones de Sant Joan de les Abadesses, se puede observar el nivel de terraza mas alto del Ter que se encuentra a +40 m. Está constituido por un paquete de gravas de 3 a 4 m, con un tamaño máximo de los cantos de 1 m, y con una media de 8 cm. Los cantos están muy rodados, se da poca matriz y localmente es muy arenosa. En este paquete se intercalan niveles de arenas gruesas. No se da desarrollo edáfico, ni concreciones calcáreas. Los cantos de granito están muy alterados, y el resto de ellos son de clara procedencia pirenaica. Estos depósitos aluviales son los mas antiguos y podrían corresponder a la una glaciación Pre-Würm/Riss.

La *Terraza Media* ocupa la mayor extensión areal por depósitos aluviales en el valle del río Ter y se sitúa a +15 m. Puede alcanzar una potencia de 5 m y el tamaño de los cantos no supera los 30 cm. Presenta cuatro niveles de gravas con estratificaciones cruzadas, a los que se intercalan capas de arcillas y arenas. Esta terraza se puede correlacionar con los depósitos fluvioglaciares de Setcases correspondientes a la última glaciación (Würm).

La *Terraza Baja* tiene una distribución poco extensa y alcanza su mayor desarrollo en el río Freser, en las inmediaciones de Campdevàrol, donde es atravesada por un meandro abandonado, y en la riera de Vallfogona. Está constituida esencialmente por gravas de tamaño variable y se sitúa normalmente a +4 m.

Aluvial actual

El aluvial actual comprende la llanura de inundación y tiene una repartición muy homogénea a lo largo de todos los cauces. La mayor extensión se sitúa en la zona de Sant Joan de les Abadesses donde alcanza una anchura de 200 m. Está formado por gravas y arenas.

Depósitos lacustres

Este tipo de materiales únicamente se ha localizado en la vertiente septentrional de la Sierra Cavallera, en el río Segadell cerca de la localidad de Pardines. Su acumulación se produjo por la obturación del drenaje del valle subsecuente principal producida por el movimiento en masa de la Barraca (Fleta, 1987). Esta inestabilidad de la ladera tuvo un desplazamiento próximo a los 2 km desde su cicatriz de despegue. Estos depósitos están constituidos por una alternancia de arcillas y limos negros con un alto contenido en materia orgánica.

Depósitos coluviales

Dentro de los depósitos coluviales, en función de la edad relativa, hemos separado cuatro tipos de formaciones superficiales: brechas cementadas, derrubios ordenados, depósitos formados por movimientos en masa y materiales coluviales indiferenciados. Los depósitos mas antiguos dependiendo del área fuente están constituidos por brechas cementadas y derrubios ordenados.

Brechas cementadas

Las brechas cementadas están constituidas por un depósito heterogéneo de 2 a 3 m de espesor de brechas calcáreas devónicas. Estas se disponen paralelas a la vertiente, y presentan poca matriz y cantos angulosos. Se encuentran muy cementadas en la parte superior y aparecen en forma de una losa fragmentada y rota. Estos materiales corresponden a la formación de vertiente mas antigua de este sector, y se situaría en el Pleistoceno (Fleta, 1986).

Derrubios ordenados

Los derrubios ordenados están constituidos por niveles de gelifractos aplanados de lutitas cambro-ordovícicas con pasadas mas cementadas y lavadas. Tienen una gran homogeneidad y su potencia alcanza los 4 m. El proceso de regularización que generó la acumulación de estos depósitos se dio durante la última glaciación.

Depósitos formados por movimientos en masa

Gracias al elevado buzamiento de las capas, a los procesos erosivos periglaciares y nivales, a la acción torrencial y a la disimetría estructural de los macizos, dentro de las formaciones coluviales, los movimientos en masa adquieren una gran importancia. Debido a la estructura regional se sitúan a lo largo de toda la Hoja, y alcanzan su mayor distribución en las zonas mas altas de las Sierras de Conivella y Cavallera. En este sector se han contabilizado hasta 130 movimientos (Fleta, 1986). En función de su morfología y génesis hemos representado diferentes tipos de inestabilidades de laderas. Encontramos numerosos movimientos en masa complejos de rotación del flujo, que principalmente se localizan en litologías del devónico y silúrico. Con morfologías de lenguas que incluyen bloques de dimensiones métricas, podemos observar coladas de bloques y piedras. Ligados a litologías con alto condicionante estructural tenemos desprendimientos puntuales, principalmente en la serie paleógena. Las barras de calizas garumnienses constituyen otro grupo de litologías favorables con múltiples casos de inestabilidad.

Formaciones coluviales indiferenciadas

En este grupo se sitúan los canchales y las formaciones superficiales actuales y subactuales sometidas a procesos de solifluxión generalizada. El tamaño de los cantos depende del área fuente, desde cantos pequeños aplanados y angulosos, provenientes del

Cambro-Ordovícico, hasta cantos de mayor tamaño, como los situados al pie de las barras calcáreas garumnienses. En las vertientes meridionales de los relieves devónicos se localizan canales de avalanchas y conos de derrubios, además de importantes masas de canchales. Estas últimas son de dimensiones considerables en la loma de Sant Amanç y en algunas vertientes septentrionales que drenan sus aguas al río Salarsa, en el extremo NE de la Hoja.

1.5.2. Cuenca oriental del Fluvià

Dadas las manifestaciones volcánicas cuaternarias de la zona de Olot, los depósitos cuaternarios están claramente relacionados con las emisiones volcánicas. La rieras de Vianya y de Ridaura constituyen dos áreas con influencia volcánica, mientras que los ríos Salarsa y del Bach, tributarios del río Llerca, quedan fuera del área de influencia.

Depósitos relacionados con el volcanismo

La influencia volcánica de la Hoja de Ripoll se sitúa en el borde SE de la Hoja. En esta zona se han diferenciado los siguientes tipos de depósitos: materiales volcánicos, niveles de excavación asistidos por glacis-terrazza de obturación fluvialacustre, el aluvial actual y los depósitos coluviales indiferenciados.

Materiales volcánicos

En el borde SE de la Hoja de Ripoll aparece el volcán Montolivet, con su cráter abierto en forma de herradura orientado hacia el NW. Las coladas volcánicas presentes en la cartografía corresponden de N a S a los volcanes de la Garrinada, del Montolivet y del Crosca. Todas ellas son lavas basaníticas lisas y presentan formas en superficie de microconos.

Dentro de las manifestaciones volcánicas diferenciamos las coladas volcánicas, los piroclastos básicos y los mantos piroclásticos. Las coladas volcánicas, que presentan escarpes marcados, están constituidas por lavas basaníticas. Los piroclastos básicos de brechas y bombas volcánicas están adosados a las paredes del cono del volcán Montolivet (Mallarach, 1982). Los mantos piroclásticos están formados por lapillis, escorias y cenizas, y solo se encuentran en el borde meridional del citado volcán.

La última represa de las aguas en el río de Vianya por las coladas de los volcanes Montsacopa y Canya tuvo lugar hace 133.000±12.000 BP (Guerin et al, 1985). La represa de las aguas del Fluvià, generó la formación de la laguna de Sant Esteve d'en Bas tuvo lugar por el volcán Crosca hace 200.000 BP para los niveles inferiores y 17.000 BP para los superiores. Ambas se sitúan en la glaciación Riss dentro del Pleistoceno superior (Riss).

Terrazas fluviales

Los depósitos fluviales de la cuenca del Ridaura y del Fluvià corresponden a terrazas de relleno lacustre producto de la obturación por las coladas volcánicas. El conjunto de terrazas representan a las diferentes etapas o terrazas de excavación y presentan dos episodios de encajamiento diferentes al actual.

Dentro de los depósitos fluviales y torrenciales encontramos además varios conos de deyección, que pasan lateralmente a los sedimentos fluvio-lacustres principalmente en la vertiente meridional de Sant Miquel.

La *Terraza alta* representa el nivel superior del conjunto de materiales que colmató la laguna originada por la obturación fluvial de las coladas. Se considera una terraza de relleno y está constituida por limos y arcillas con pasadas de gravas y arenas. Su potencia supera los 50 m de espesor y se encuentra fuertemente encajada por la red fluvial.

La *Terraza media* corresponde al nivel de terraza de excavación superior y su extensión mayor se alcanza en la riera de Ridaura.

La *Terraza baja* corresponde al nivel de excavación mas bajo y tiene una mayor desarrollo en el río Fluvià.

Aluvial actual

Está formado por gravas y arenas. En la Depresión de Sant Salvador de Vianya abarca mayores extensiones.

Depósitos lacustres

Las obturaciones producidas por las emisiones volcánicas originaron la formación de lagos, para el caso de Sant Esteve d'en Bas por las coladas de los volcanes de la Canya y Montsacopa (para la riera de Ridaura) y del Croscat (para el Fluvià). Las turberas asociadas a las emisiones volcánicas están constituidas por arcillas marronosas y grises turbosas, y principalmente se localizan en el extremo suroriental de la Hoja. Tras la captura del Fluvià por el Ridaura, comienza el desarrollo de las terrazas de excavación.

Depósitos no relacionados con el volcanismo

En el extremo NE de la Hoja de Ripoll, y fuera de la influencia volcánica encontramos las terrazas del río Salarsa y del Bach, tributarios del río Llierca. Los depósitos reconocidos en este sector corresponden únicamente a depósitos fluviales y fluvio-torrenciales, como terrazas y conos de deyección.

Terrazas fluviales

Los depósitos fluviales se dan únicamente donde las características de los valles favorecen la acumulación de los depósitos. En la próxima Hoja de Olot, y hasta que el río Llierca adopta una orientación N-S, en las proximidades de Tortellà, los niveles de terrazas son inexistentes y el valle se encuentra muy encajado, dominando las formas de erosión sobre las de acumulación. Los materiales fluviales solo están presentes en dos niveles de terraza y uno inferior que además presenta la llanura aluvial actual.

La *Terraza alta* corresponde a un nivel de terraza que está conectado lateralmente a un cono de deyección. Se encuentra a +40 m con respecto al fondo del valle actual, y la potencia puede alcanzar los 4 m de espesor. Los cantos pueden estar algo rodados y el contenido en matriz es bajo.

La *Terraza media* comprende la terraza mas extendida y se sitúa a +20 m. Su depósito es muy similar a la terraza superior, no obstante los cantos están mas rodados.

La *Terraza baja* se encuentra muy restringida y está representada junto con el aluvial actual sin diferenciar. Este último está formado principalmente por gravas.

2. TECTÓNICA

2.1. INTRODUCCIÓN

La casi totalidad de las grandes estructuras observadas en la Hoja de Ripoll corresponden a estructuras formadas durante la compresión alpina o bien corresponden a estructuras previas que fueron reactivadas durante esta compresión. La estructura interna de los materiales paleozoicos que constituyen las distintas láminas conserva claramente las características de la deformación hercínica. Sólo en el extremo SE de la Hoja aparecen fallas normales de dirección NNW-SSE que fueron activas durante la distensión Neógena. Las grandes unidades tectónicas que componen la Hoja de Ripoll son de N a S: el apilamiento antiformal del Freser, el manto del Cadí, y el antepaís plegado. Estas grandes unidades están separadas por cabalgamientos importantes que se pueden seguir a lo largo de toda la Hoja. El apilamiento antiformal del Freser y el manto del Cadí están separados por el cabalgamiento de Serra Cavallera (Muñoz, 1985; Muñoz et al., 1986) que tal como se observa en la cartografía tiene, en la Hoja, una dirección E-W en la parte occidental que cambia a una dirección ENE-WSW en la parte oriental de la misma. El cabalgamiento de Vallfogona, que limita el manto del Cadí de los materiales de la cuenca de antepaís deformada, tiene una dirección muy rectilínea E-W en todo el ámbito de la Hoja.

La estructura profunda del Pirineo meridional oriental fue estudiada desde principios de los años 70 mediante la prospección de hidrocarburos debido a la existencia de buena roca madre (Fm. de Armàncies). En concreto, en el año 1972, se realizó la primera campaña sísmica satisfactoria (perfiles sísmicos MO-7 y PR-1 de FINA IBÉRICA). Estos fueron realizados al W del pueblo de Ripoll (publicado en Clavell et al., 1988). En cuanto a la prospección mediante pozos, en la Hoja de Ripoll se perforaron tres sondeos de exploración: Ridaura-1 y Ridaura-2, al S del cabalgamiento de Vallfogona y Vallfogona, situado en el flanco S del sinclinal de Ripoll y por tanto en el manto del Cadí. Recientemente, en el año 1988, Unión Texas España realizó un sondeo de exploración denominado Serrat-1, en el flanco N del sinclinal de Ripoll, al SE del pueblo de Sant Pau de Seruries (Martínez et al., 1989).

En la memoria se explicará la deformación hercínica, la deformación interna, en sentido N a S de las grandes unidades tectónicas formadas durante la orogenia alpina, y finalmente la tectónica distensiva visible en el extremo SE de la Hoja.

2.2. TECTÓNICA HERCÍNICA

2.2.1. Introducción

La estructura hercínica de los materiales prehercínicos que constituyen las unidades estructurales previamente descritas es el resultado de la superposición de diversos sistemas de pliegues y estructuras de fractura. La estructura observada difiere considerablemente entre las distintas unidades estructurales y muy especialmente entre aquellas unidades constituidas por materiales presilúricos y aquellas formadas por materiales devono-carboníferos. Además de las diferencias litológicas entre ambos conjuntos de materiales, y el hecho de que los materiales postsilúricos constituyen un nivel estructural superior, las lutitas del Silúrico representan un buen nivel de despegue que, no úni-

camente ha facilitado durante la orogenia alpina la separación de unidades estructurales, sino que también pudo actuar durante la orogenia hercínica como nivel mecánicamente apropiado para la localización de despegues y cabalgamientos. Los materiales del Cambro-Ordovícico y del Ordovícico superior presentan una estructura caracterizada por la superposición de diversos sistemas de pliegues, los cuales conllevan la formación de como mínimo una foliación. La macroestructura no es por lo general directamente observable en el campo y únicamente se puede deducir a partir de una cartografía detallada de niveles litológicos guía y del análisis estructural y cartografía de estructuras menores. Se observan numerosas estructuras a escala del afloramiento que permiten su análisis geométrico detallado. La estructura hercínica de los materiales del Devónico y Carbonífero prehercínico se caracterizan por un sistema de pliegues observables a escala cartográfica y del afloramiento. La estratificación es fácilmente observable y existen numerosos niveles guía que permiten una observación de los pliegues en el paisaje. Estos pliegues están cortados por cabalgamientos y fallas de difícil atribución, en muchos casos, a la orogenia alpina o a la hercínica.

La disposición de las estructuras hercínicas esta determinada por el emplazamiento de las unidades estructurales durante la orogenia alpina. Este hecho junto con la dispersión de las estructuras hercínicas como resultado de la superposición de diversos sistemas de pliegues previene del significado regional de la orientación de las estructuras hercínicas.

2.2.2. Estructura de los materiales pre-silúricos

Las estructuras desarrolladas durante la orogenia hercínica se pueden agrupar en tres episodios de deformación en función de sus relaciones con la foliación regional. (Carreras y Santanach, 1983). El primer episodio (episodio prefoliar) esta caracterizado por sistemas de pliegues que no conllevan la formación de foliaciones penetrativas. Durante el episodio sinfoliar tiene lugar la formación de la foliación regional; y el episodio tardío agrupa a todas las estructuras que deforman la foliación regional.

La evolución estructural de los terrenos del Cambro-Ordovícico y del Ordovícico superior se ha establecido a partir del análisis geométrico de las estructuras menores, la realización de mapas detallados donde se han representado todos los elementos recogidos en el campo y el análisis de estereogramas de los datos estructurales. La evolución estructural hercínica se ha determinado fundamentalmente a partir del análisis del sector meridional de la unidad de Canigó-Carança. Esta unidad es la que ocupa una mayor extensión en la Hoja de Ripoll (franja a lo largo de todo el borde septentrional) y la que presenta una mayor variedad de estructuras. Además el estudio estructural de esta unidad, completado durante la confección de la Hoja de Molló (Cirés et al., 1993), ha permitido establecer una secuencia de estructuras de deformación que ha servido como referencia para el análisis de la estructura de las otras unidades estructurales.

Estructuras prefoliarias

Los pliegues anteriores a la foliación regional son difíciles de observar en el campo. Sin embargo se ponen de manifiesto por la dispersión de las lineaciones de intersección estratificación-foliación regional, lineaciones de intersección curvadas en los planos de

la foliación regional y la existencia de pliegues cartográficos de la estratificación cortados por la foliación regional. En numerosos afloramientos de las rocas del Cambro-Ordovícico que ocupan la franja septentrional de la Hoja, los estereogramas de las estructuras observadas en el campo demuestran la existencia de pliegues prefoliares. La realización de una cartografía y un análisis estructural detallados al sur de Molló ha puesto de manifiesto en esta área la existencia de dos sistemas de pliegues prefoliares, siendo los más evidentes anteriores a la sedimentación de los conglomerados del Ordovícico superior (Muñoz, 1985). Estos pliegues precaradocienses adquieren una orientación NNW-SSE una vez restituida a la horizontal la estratificación de los materiales del Ordovícico superior. El otro sistema de pliegues prefoliares es posiblemente hercínico dado que también se observan pliegues prefoliares en los materiales del Ordovícico superior. La existencia de una discordancia a la base de los conglomerados del Ordovícico superior había sido observada en la zona de La Molina (Santanach, 1972), (Hoja de Puigcerdà, Cirés et al., 1993). En el sector de la Collada Verda se observa también la discordancia a la base de la serie del Ordovícico superior, puesta de manifiesto por una oblicuidad entre la estratificación de los materiales del Cambro-Ordovícico y los del Ordovícico superior y por la disposición de las lineaciones de intersección (Sàbat, 1982; Muñoz, 1985).

Es difícil de determinar el número de sistemas de pliegues prefoliares, así como sus características geométricas y su edad. Se ha observado como mínimo dos sistemas, siendo uno de ellos precaradociense.

No se han observado pliegues prefoliares en las unidades estructurales del apilamiento antiformal del Freser.

Estructuras sinfoliares

En este apartado se describen todas aquellas estructuras que tienen asociada la formación de la foliación regional, bien desarrollada en todos los materiales presilúricos. La foliación regional es el resultado de la superposición de más de un sistema de pliegues. Estas estructuras son de difícil sistematización en fases de deformación, sin embargo, en la unidad de Canigó-Carança las estructuras sinfoliares se han agrupado en dos fases de deformación en función de las relaciones geométricas y cronológicas observadas.

La fase 1 es la fase principal de deformación durante la cual se desarrolló un clivaje que en la mayoría de las zonas coincide con la foliación regional. Los pliegues de esta fase son los más ampliamente representados. Se observan a todas las escalas, desde centimétrica a hectométrica. La geometría de estos pliegues varía en función de los sectores, desde apretados con tendencia isoclinal a pliegues abiertos y angulosos. Son pliegues vergentes al sur y en la actualidad muestran una dirección predominante de NW-SE a W-E. Sin embargo, su orientación inicial es difícil de precisar con exactitud, dada la presencia de pliegues tardíos, la dispersión producida por los pliegues prefoliares y el desconocimiento de la disposición inicial de la foliación regional.

Las estructuras de la fase 2 están muy mal representadas, motivo por el cual se desconoce con exactitud sus características. Pertenecen a esta fase pliegues menores apretados de dirección variable entre NNW-SSE y NE-SW y un clivaje de plano axial asociado. Las estructuras de esta fase de deformación se han puesto claramente de manifiesto al este de Camprodon y en la Collada Verda. Entre Camprodon y el Coll de la Boixeda se reconocen en el campo dos clivajes con un buzamiento próximo entre sí. En los alrededores de la Collada Verda se observan interferencias a escala hectométrica entre los pliegues de la fase 1 y 2 y sobre las superficies de estratificación se observan dos familias de lineaciones de intersección de características similares que forman entre sí un pequeño ángulo.

En la unidad de Ribes de Freser se observan lineaciones de intersección estratificación-foliación regional subhorizontales y de dirección NW-SE siendo el buzamiento de la foliación predominantemente hacia el norte.

Los materiales del Ordovícico superior de la unidad de El Baell están afectados por un único sistema de pliegues sinfoliares que tienen un clivaje de plano axial asociado de dirección ENE-WSW y buzamiento hacia el norte. Estos pliegues son muy numerosos, se observan a todas las escalas y son vergentes hacia el sur.

En la unidad de Bruguera se observa también un único sistema de pliegues correlacionables con los pliegues sinfoliares de la unidad de Canigó-Carança. Son pliegues abiertos y presentan una dirección variable entre NW-SE y NNE-SSW. Estos pliegues están muy poco representados y a diferencia de las otras unidades estructurales el clivaje regional esta muy poco desarrollado.

Estructuras tardías

Se describen en este apartado todas aquellas estructuras posteriores a la formación de la foliación regional. En la unidad de Canigó-Carança se han diferenciado dos sistemas de pliegues (fases 3 y 4).

Los pliegues que se han agrupado en la fase 3 tienen un plano axial con un buzamiento hacia el norte variable entre 30° y 80°. Son pliegues vergentes hacia el sur y se observan a todas las escalas. Las variaciones del buzamiento de la foliación regional están provocadas por los pliegues de esta fase. Así por ejemplo, de este a oeste el clivaje dominante varía de buzamiento hacia el sur en el sector de Camprodon, a subhorizontal en la Collada Verda, a buzamiento hacia el norte entre Pardines y Ribes de Freser. Este cambio del buzamiento se debe a un sinclinal kilométrico de fase 3 de dirección de E-W a ESE-WNW. Las estructuras menores son escasas y se observan preferentemente en la zona de charnela del pliegue kilométrico anteriormente descrito. Asimismo, es en esta zona de charnela el único lugar en donde se ha observado un clivaje de crenulación asociado a los pliegues de esta fase.

Los pliegues de la fase 4 son los principales responsables de la variación de la dirección de la foliación regional. Son pliegues de dimensiones de hectométricas a kilomé-

tricas, de plano axial subvertical y de dirección entre NE-SW al oeste de Camprodon a NW-SE al este. No se han observado estructuras menores asociadas a esta fase de deformación.

Además de los pliegues anteriormente descritos se observan dos sistemas de «kink-bands» que coinciden con los descritos por Santanach (1974). Uno de ellos, de dirección NE-SW, consta de dos familias conjugadas. Los planos de «kink» de la familia más desarrollada buzan 50-60° hacia el NW, y muy localmente pueden tener asociada un clivaje espaciado. Los planos de «kink» de la otra familia están muy poco desarrollados y buzan 70° hacia el SE. El otro sistema se caracteriza por presentar planos de «kink» subhorizontales y ejes orientados ENE-WSW. Los «kink-bands» son de dimensiones centimétricas y no distorsionan las estructuras precedentes.

2.2.3. Estructura de los materiales post-Silúrico

La estructura interna de las unidades estructurales constituidas por materiales postsilúricos esta caracterizada por pliegues y fracturas (fallas subverticales y cabalgamientos subhorizontales o con buzamiento hacia el sur). Los pliegues son claramente hercínicos, dado que en el campo pueden observarse truncados por la discordancia situada a la base de los materiales posthercínicos (por ejemplo en las minas de Ogassa). Los cabalgamientos o bien están asociados a los pliegues o bien son posteriores y no siempre involucran materiales posthercínicos, a excepción de los que limitan a las principales unidades o los situados en la vertiente meridional del Taga, por lo que no siempre es posible atribuirlos a la orogenia alpina o a la hercínica. En la Hoja de Ripoll no se han identificado cabalgamientos claramente hercínicos. Sin embargo, en la Hoja de la Pobla de Lillet (Vergés et al., 1993) se observan en unidades estructurales equivalentes cabalgamientos fosilizados por la discordancia posthercínica (Domingo et al., 1988).

La estructura de plegamiento de los materiales postsilúricos es más sencilla que la observada en los presilúricos. Normalmente solo se reconoce un sistema de pliegues vergentes hacia el sur, correlacionable con las estructuras sinfoliares. Los planos axiales de estos pliegues tienen una dirección predominante E-W a NW-SE y un buzamiento hacia el norte de 45°. El clivaje de plano axial se desarrolla preferentemente en las zonas de charnela y en los niveles más lutíticos. El clivaje es de presión-disolución y al microscopio pueden observarse bandas estilolíticas con acumulación de insolubles y cristales de dolomita neoformados (Sàbat, 1982; Muñoz, 1982). Los pliegues son especialmente numerosos en las lidadas del Carbonífero (a escala del afloramiento) y en las calizas del Devónico superior donde se forman cascadas de pliegues decamétricos a hectométricos, claramente visibles en la vertiente meridional de la Serra Cavallera. La calizas del Devónico inferior, en las que se desarrollan algunos pliegues abiertos, están plegadas disharmonicamente por debajo de las del Devónico medio (D3).

En el campo no se observan pliegues tardíos; sin embargo, el clivaje regional presenta buzamientos variables. Este hecho sugiere la existencia de pliegues tardíos, que por la dirección E-W deducida serían correlacionables con los de la fase 3.

2.3. TECTÓNICA DE COMPRESIÓN EOCENA

2.3.1. Estructura alpina del paleozoico y cobertera del sector del apilamiento antiformal del Freser. Corte I-I'

Introducción

Los materiales paleozoicos y de cobertera situados al N del sinclinal de Ripoll están dispuestos en una serie de láminas cabalgantes apiladas, constituyendo la zona axial pirenaica. Modernamente, el estudio estructural detallado ha permitido reconocer los límites y geometrías de estas láminas, que forman en conjunto el apilamiento antiformal del Freser.

Apilamiento antiformal del Freser

En el apilamiento antiformal (antiformal stack) del Freser afloran las unidades estructurales más inferiores. Dichas unidades están compuestas por rocas del basamento y rocas de la cobertera. La serie hercínica está formada por materiales del Cambro-Ordovícico y Ordovícico superior. El Pérmico, discordante encima de las series hercínicas, está formado por rocas volcánicas muy diferentes de las que afloran en el manto del Cadí. La cobertera está también representada por materiales del Garumniense, con un espesor menor que en el manto del Cadí, y por margas del Eoceno inferior (Fm. de Sagnari), aflorando en pequeñas ventanas tectónicas (W del río Freser).

El apilamiento antiformal del Freser está limitado en su parte superior por el cabalgamiento superior del antiformal, llamado cabalgamiento de Serra Cavallera, que se ha definido como el cabalgamiento inferior del manto del Cadí (Muñoz 1985). El límite norte lo constituye el cabalgamiento fuera de secuencia de Ribes-Camprodon, que corta a las diferentes unidades del antiformal del Freser.

El antiformal del Freser está dividido en 4 unidades principales (Muñoz 1985), que de la más inferior a la más superior son la de Ribes de Freser, de El Baell, Bruguera y Perramon-Sant Amanç (Figs. 4 y 5). La unidad situada al norte del cabalgamiento de Ribes-Camprodon se denomina Canigó.

Unidad de Ribes de Freser

La unidad de Ribes de Freser esta constituida únicamente por rocas del basamento hercínico. El Ordovícico superior está formado predominantemente por rocas volcánicas con más de 1000 m de espesor total. Las pelitas del Silúrico afloran a lo largo de los cabalgamientos que limitan la unidad, así como en otros cabalgamientos menores. La estructura interna también está formada por numerosos pequeños cabalgamientos difíciles de reconocer en el campo.

Unidad de El Baell

La unidad de El Baell está formada por materiales lutítico-carbonáticos del Ordovícico superior, recubiertos por materiales volcánicos del Pérmico. Discordantemente aflora el Garumniense. La estructura interna de la unidad de El Baell está constituida por plie-

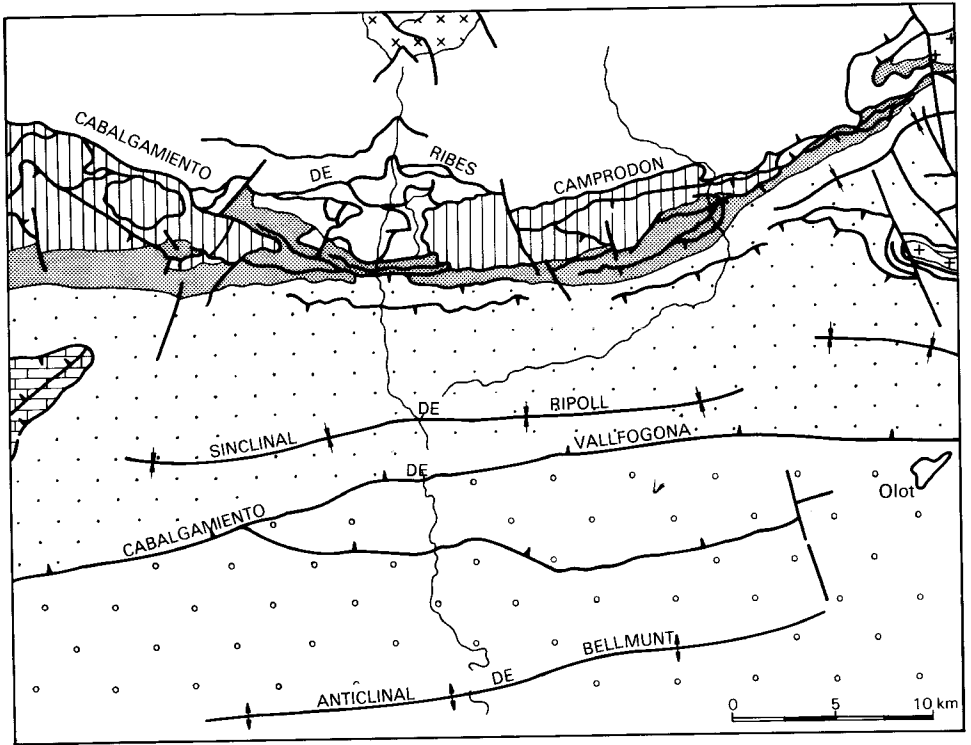


Fig. 4 - Mapa estructural esquemático de la zona del Freser.

gues abiertos y pequeños cabalgamientos que separan diferentes láminas cabalgantes. Los cabalgamientos inferiores de las unidades de St. Amanç y Bruguera, se entroncan con el cabalgamiento inferior de la unidad de El Baell (corte I-I').

Unidad de Bruguera

La unidad de Bruguera está compuesta por series atribuibles al Cambro-Ordovícico con Pérmico volcánico y Garumniense ambos discordantes. La unidad está plegada en anticlinal con un flanco sur subvertical y un flanco norte poco inclinado hacia el norte. El cabalgamiento inferior se entronca con el cabalgamiento inferior de la unidad de La Baells (corte I-I'), mientras que por la parte norte toda la unidad está cortada por un cabalgamiento subvertical fuera de secuencia, relacionado con el cabalgamiento de Ribes-Camprodon. El límite superior está constituido por el cabalgamiento inferior de la unidad de Sant Amanç (corte I-I') o el de la unidad de Coma Ermada-Conivella. Al E del río Freser, la unidad describe una terminación perianticlinal.

Unidad de Perramon-Sant Amanç

La unidad de Perramon o Sant Amanç está formada, por Cambro-Ordovícico, Pérmico volcánico y mayoritariamente Garumniense (ver columna sintética del mapa). En una ventana tectónica al SE del pico de La Cubil (Hoja de Lillet, Vergés et al., 1993) afloran margas eocenas de la Fm. de Sagnari. La estructura interna de la unidad consiste en un gran número de láminas cabalgantes, que repiten la serie garumniense. Se pueden diferenciar hasta 9 láminas principales, plegadas por el antiformal del Freser. En el flanco sur de dicho antiformal, las diferentes láminas apiladas están en posición vertical o invertida dando la típica geometría observada en el corte I-I'. Esta disposición crea un problema de espacio en las margas eocenas de la Fm. de Sagnari suprayacentes, que se resuelve, en parte, por la existencia de pliegues muy apretados con esquistosidad de plano axial, actualmente en posición subhorizontal.

Unidad del Canigó

La unidad del Canigó (también Unidad de Collada Verda) consiste en Cambro-Ordovícico y Ordovícico superior, con series muy distintas de las que constituyen las láminas situadas al sur del cabalgamiento de Ribes-Camprodon. La estructura interna se caracteriza por una serie de cabalgamientos menores, probablemente entroncados con el de Ribes-Camprodon. En el corte I se aprecia la disposición de las unidades descritas, siendo la Unidad de Ribes de Freser la unidad más inferior de las que afloran en el corte. Esta unidad aflora en la ventana tectónica de Ribes de Freser y formando una lámina cabalgante limitada por un cabalgamiento fuera de secuencia al sur y el cabalgamiento de Ribes-Camprodon al norte. La ventana de Ribes se encuentra frente a la estación de servicio situada al sur del pueblo de Ribes. En el río afloran volcánicas estefano-pérmicas y materiales detríticos y calizas del Garumniense por debajo de rocas ordovícicas (Ashauer 1943; Fontboté 1949). Dichas rocas han sido incluidas en la Unidad de Ribes, situada debajo de la Unidad de El Baell (Muñoz 1985; Muñoz et al. 1988).

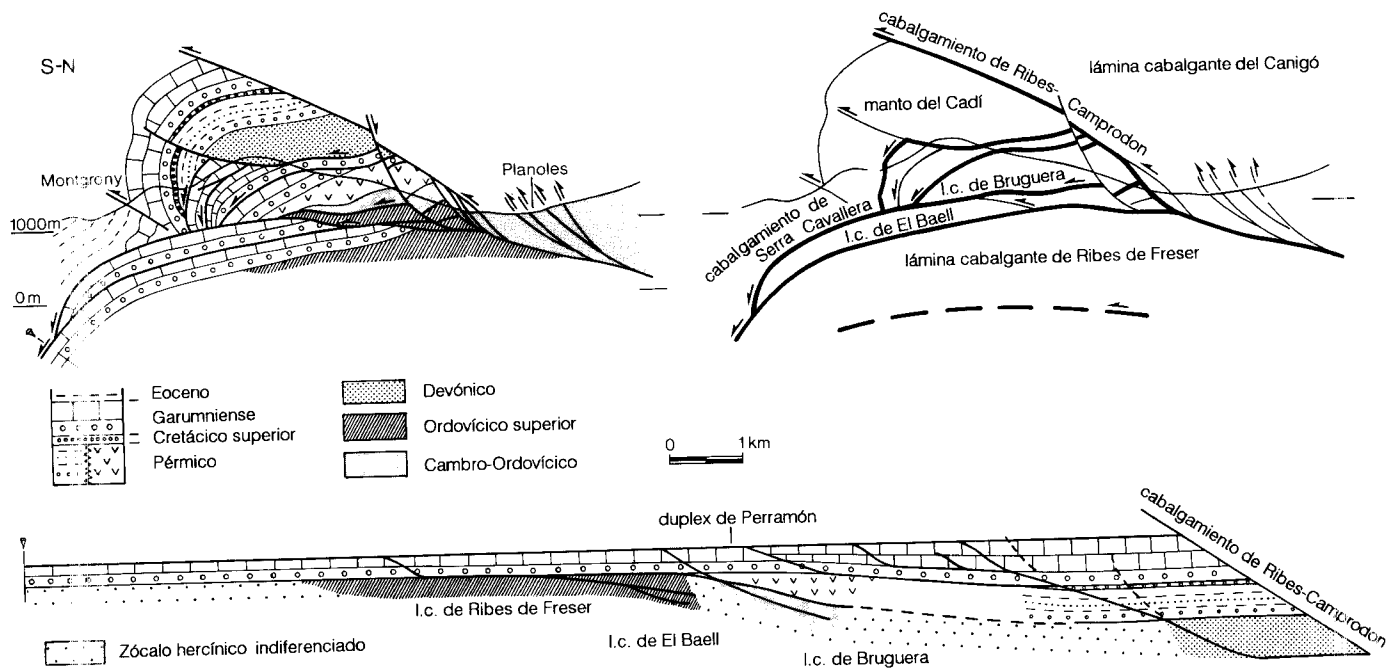


Fig. 5 - Corte compensado y restituido del apilamiento antiformal del Freser.

Restitución de las unidades estructurales del apilamiento antiformal del Freser

La restitución de las unidades, en base a sus relaciones geométricas y a la serie estratigráfica que las constituye (fig.5 Muñoz 1985), ha permitido calcular un 60% de acortamiento, siendo estos cálculos siempre mínimos.

Evolución estructural

Para comprender mejor la evolución estructural se ha dibujado un diagrama secuencial de bloque superior (Elliot y Johnson 1980), representado en la fig. 6. Con anterioridad o durante los primeros estadios de la formación de los cabalgamientos, se forma una esquistosidad en ángulo recto con la estratificación. A continuación se emplazan las unidades de Coma Ermada-Conivella. El cabalgamiento inferior, de Serra Cavallera, sube en la serie estratigráfica hasta los materiales margosos eocenos de la Fm. de Sagnari. Bajo el cabalgamiento de Serra Cavallera, se desarrolla el apilamiento antiformal del Freser con el emplazamiento de las unidades de St. Amanç, Bruguera y El Baell, por este orden.

Con posterioridad, el cabalgamiento de Ribes-Camprodon corta todas las unidades involucradas en el apilamiento antiformal del Freser. Por tanto el cabalgamiento de Ribes-Camprodon corresponde a la terminación caudal del apilamiento, que actúa fuera de secuencia al final del desarrollo del antiformal.

Desarrollo de las mesoestructuras en el antiformal del Freser

La esquistosidad principal (S1), que afecta a los materiales del apilamiento antiformal se desarrolla en un estadio inicial de la deformación por presión-disolución debido a un acortamiento paralelo a las capas (Muñoz 1985; Casas y Muñoz, 1987). La esquistosidad afecta principalmente a los materiales margosos y margocalizos formando un gran ángulo con la estratificación (S0). Dicha esquistosidad está cortada por los cabalgamientos y plegada en los pliegues de rampa asociados a estos. También se encuentra deformada por las mesoestructuras tales como bandas de cizalla y bandas de «kink» relacionadas con los cabalgamientos. Durante el apilamiento de unidades, se continúa formando una esquistosidad (S2), que forma un gran ángulo con la estratificación en las zonas de rellano y forma un ángulo bajo en las zonas de rampa de los cabalgamientos. La Fig.6 muestra una secuencia del desarrollo de las mesoestructuras relacionadas con el crecimiento del apilamiento antiformal del Freser. Una amplia discusión sobre el tema se encuentra desarrollada en Casas y Muñoz (1987).

Geometría del sistema de cabalgamientos

La geometría del sistema de cabalgamientos del Pirineo meridional en la transversal de la presente Hoja viene condicionado por la existencia de niveles litológicos aptos para funcionar como niveles de despegue. Estos niveles están localizados en el basamento y

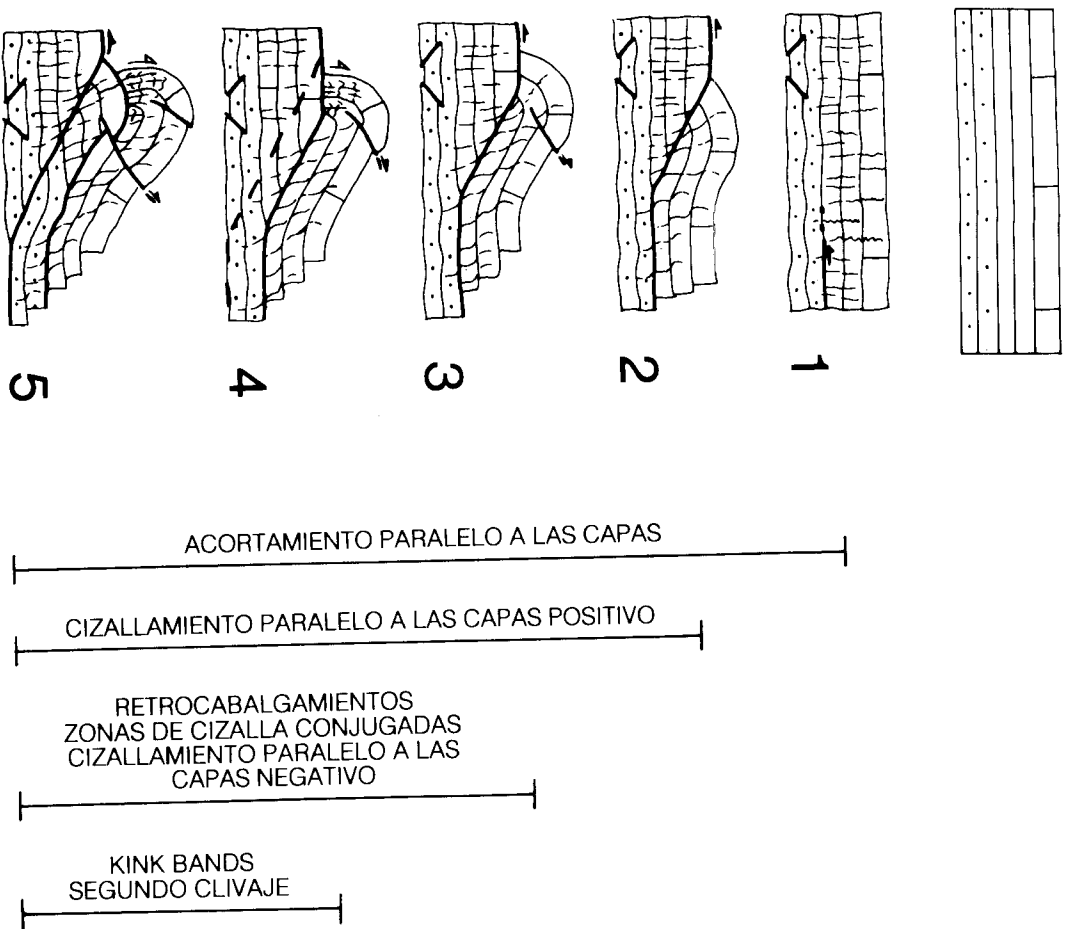


Fig. 6 - Secuencia en donde se observa el desarrollo de las mesoestructuras asociadas al crecimiento del aplastamiento del Freser.

en la cobertera, y tendrán una geometría más compleja los primeros al estar plegados durante la orogenia hercínica.

En la zona de la Hoja, los niveles de despegue dentro del basamento se sitúan en los materiales del Paleozoico inferior (Cambro-Ordovícico y Ordovícico) y en los materiales silúricos. El Silúrico, constituye un magnífico nivel de despegue en todo el ámbito pirenaico. En la Hoja, presenta una serie de pliegues con vergencia S, que condicionan la existencia de bloques de Paleozoico inferior en el bloque superior del despegue y rocas devónicas en el bloque inferior de este.

En la cobertera, las pelitas del Garumniense constituyen un magnífico nivel de despegue de toda la cobertera en el sector de la Hoja. La geometría de la estructura previa al depósito del Garumniense condiciona la geometría del sistema de cabalgamientos. Así el cabalgamiento dentro de los materiales silúricos se entronca con el cabalgamiento localizado en el Garumniense dando lugar a numerosas repeticiones tectónicas con una geometría duplex.

El cabalgamiento inferior de los Pirineos está localizado en el Paleozoico inferior en las partes internas de la cadena. Hacia el S, dicho cabalgamiento sube en la serie estratigráfica situándose o bien en las pelitas del Estefano-Pérmico o bien en las pelitas del Garumniense. Hacia el S, el cabalgamiento inferior sube hasta el límite entre las calizas del Eoceno inferior y los materiales suprayacentes, que en esta zona del Pirineo consisten en una potente sucesión de materiales evaporíticos (Fm. de Vallfogona). En el antepaís pirenaico, el nivel de despegue situado en las evaporitas del Eoceno medio, constituye el plano a partir del cual se formaron los diferentes cabalgamientos y pliegues que afectan a los materiales del antepaís (Martínez et al., 1989; Vergés et al., 1991a; Saula et al., 1993).

La desaparición, por erosión, de los materiales del Paleozoico superior al E de la Hoja, condiciona una distinta geometría del sistema de cabalgamientos del Pirineo meridional (Hoja de Olot, Martínez et al., 1993).

Fallas sincrónicas con el emplazamiento del manto del Cadí

Afectando a las estructuras del apilamiento antiformal del Freser y a los materiales paleógenos del sinclinal de Ripoll, existen un conjunto de fallas con dirección NNW-SSE, entre las que destaca la de Coma d'Olla. Esta falla limita lateralmente por el lado E al apilamiento antiformal del Freser. La dirección de la falla hace suponer una actividad sincrónica con el desarrollo del apilamiento antiformal del Freser al igual que la falla de Nevà, que limita al antiformal por el lado W (Hoja de la Pobl. de Lillet, Vergés et al., 1993).

2.3.2. El Manto del Cadí

El manto del Cadí está situado por encima del apilamiento antiformal del Freser y separado de este mediante el cabalgamiento de Serra Cavallera (Muñoz, 1985; Muñoz et al., 1986). El límite meridional del manto se sitúa en el cabalgamiento de

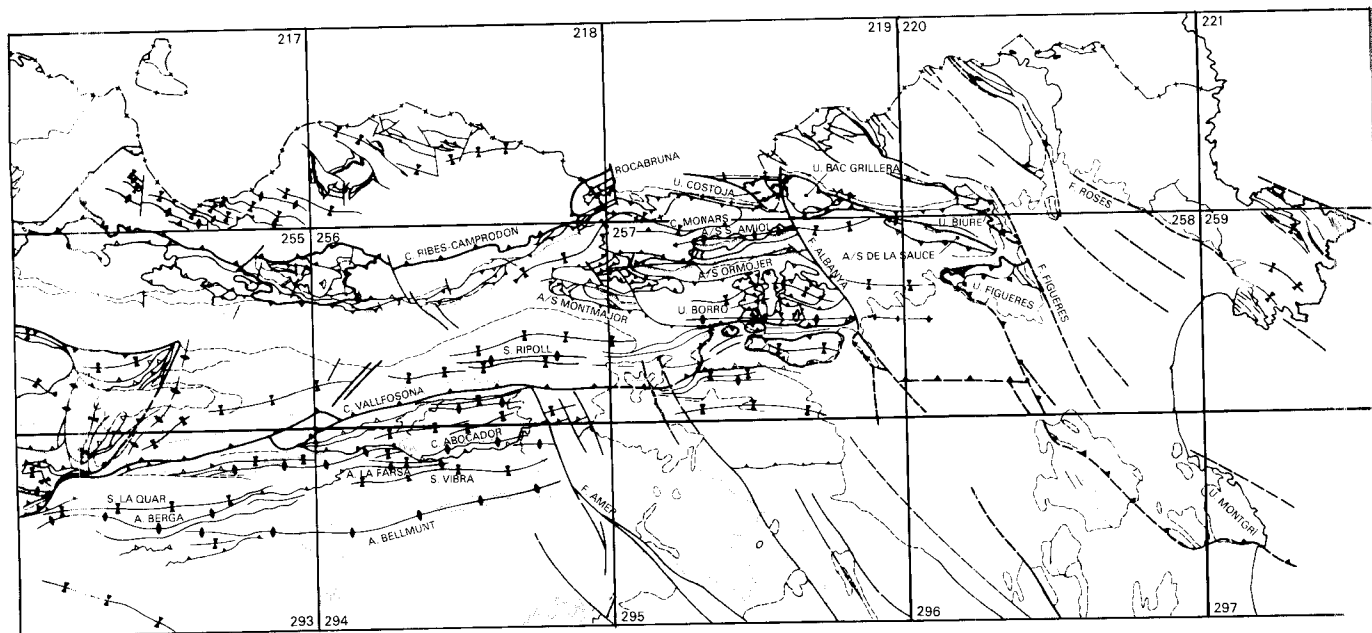


Fig. 7 - Mapa estructural de síntesis de la zona a que pertenece esta hoja, en donde se sitúan los límites de las hojas 1/50.000, y las principales estructuras.

Vallfogona que lo separa de la cuenca de antepaís deformada. La estructura interna del manto del Cadí es compleja, sobre todo en la parte oriental de la Hoja, donde aflora la terminación W del sistema de cabalgamientos que caracterizan a la Garrotxa (Hoja de Olot, Martínez et al., 1993). En este sector oriental de la Hoja, la estructura interna del manto del Cadí está constituida de N a S por un sinclinal de dirección ENE-WSW, una zona antiformal con un núcleo paleozoico, y el sinclinal de Ripoll limitado por el cabalgamiento de Vallfogona, ambos de dirección E-W. La disposición cartográfica del manto del Cadí muestra una geometría más estrecha en la parte occidental de la Hoja (corte I-I') y una geometría más ancha en la parte oriental (corte III-III'). El límite N (cabalgamiento de Serra Cavallera) sigue por tanto una dirección E-W en la parte W de la Hoja y una dirección ENE-WSW en la parte E (ver esquema tectónico).

A continuación describiremos la estructura interna del manto del Cadí, de N a S: sinclinal de Beget, antiformal de Montmajor, y sinclinal de Ripoll.

Sinclinal de Beget

Este sinclinal se halla representado sólo en la parte oriental de la Hoja, al N de la estructura antiformal de la Garrotxa. Este sinclinal es el resultado de la interferencia de dos direcciones: la dirección E-W, que es la dirección general de las estructuras de la Garrotxa (culminación de Montmajor); y la dirección ENE-WSW, correspondiente a la dirección del cabalgamiento de Serra Cavallera en este sector de la Hoja. Esta estructura fue cartografiada por Abril (1972), siendo visible en el campo al afectar a las calizas de la Fm. de Coronas. Hacia el W, el sinclinal queda amortiguado al mismo tiempo que lo hace la culminación antiformal de Montmajor. Más al W, la estructura interna del manto del Cadí se resuelve de manera más sencilla mediante pliegues y cabalgamientos afectando principalmente a las calizas de la Fm. de Coronas (cortes I-I' y II-II'), y descritos por Gich (1969) y Vergely (1970), asociados a un clivaje bien desarrollado (Muñoz et al., 1988).

Apilamiento antiformal de Montmajor

La terminación de la compleja estructuración de la Garrotxa (Hoja de Olot, Martínez et al., 1993), aflora en la parte oriental de la Hoja constituyendo la estructura antiformal de Montmajor. Esta estructura, situada al W del pueblo de Oix, constituye el ejemplo más característico de los antiformales aflorantes en la Garrotxa (Martínez et al., 1989). El núcleo de la estructura antiformal está formado por rocas paleozoicas (no aflorantes en la Hoja) a las cuales se superponen discordantemente, en el flanco S, los materiales del Garumniense seguidos de calizas ilerdienses de la Fm. del Cadí (Fig. 7). En el flanco N, al Paleozoico se le superponen margas ilerdienses de la Fm. de Sagnari mediante un contacto sustractivo (Martínez et al., 1989). En el flanco meridional de la estructura, las calizas de la Fm. de Coronas están involucradas en un sistema duplex que las repite numerosas veces (corte III-III'). Los cabalgamientos inferior y superior del sistema duplex coinciden aproximadamente con los límites inferior y superior de la formación. Este

límite superior, se dispone paralelo a las margo-calizas existentes en la parte superior de la formación de Coronas, siendo difícil su identificación en el campo.

La culminación de Montmajor cierra hacia el W, al E del pueblo de Sant Pau de Seguries, al mismo tiempo que termina el sinclinal de Beget, situado al N de la culminación.

En la Fig. 7 se han esquematizado los diferentes cabalgamientos observados en la estructura atendiendo al nivel de despegue utilizado por estos: con el número 1) se ha señalado los cabalgamientos que afectan a las rocas paleozoicas, el más inferior de los cuales corresponderá al cabalgamiento inferior del manto del Cadí; el 2) corresponde al contacto N de la estructura antiformal, que es un contacto sustractivo, interpretado como la reactivación de una falla normal anterior; el número 3) corresponden a cabalgamientos situados, con una geometría de rellano, en las pelitas del Garumniense; y finalmente el 4) son los distintos cabalgamientos que forman las geometrías dúplex que afectan tanto a las calizas de la Fm. del Cadí como a las de la Fm. de Coronas. Es importante notar que los cabalgamientos con el número 1), afectando a los materiales paleozoicos, se entroncan hacia arriba con el cabalgamiento marcado con el número 3), situado en el Garumniense.

Interpretación de las estructuras antiformales

La existencia de rocas del basamento en los núcleos de estructuras antiformales en el Pirineo oriental fue observado desde la primera cartografía de detalle de la región realizada por Estévez (1973), el cual las interpretó como parte del basamento autóctono situado en el bloque levantado de fallas normales de dirección E-W. Este mismo autor observó diferentes facies y potencias en los materiales eocenos a ambos lados de estas fallas, con lo que las interpretó como fallas activas durante la sedimentación del Eoceno inferior y medio. En los estudios posteriores realizados en la zona de Biure (Pujadas et al., 1989) quedaron bien establecidas las relaciones entre la sedimentación eocena y la actividad de estas fallas con dirección E-W. Sin embargo, el estudio estructural detallado de los planos de falla indican un movimiento de falla inversa y la cartografía de la Garrotxa muestra como dichas fallas se entroncan con el sistema de cabalgamientos característico de la región. Ante lo expuesto se interpretan los contactos tectónicos que limitan el flanco septentrional de las culminaciones como fallas normales reactivadas, cuyo salto inverso ha sido inferior al salto normal previo, con lo cual se realizó una inversión tectónica incompleta. Además, todas estas estructuras se encuentran situadas dentro del manto del Cadí y por lo tanto son alóctonas, sugiriendo que el cabalgamiento inferior del manto del Cadí, durante su desplazamiento, cortó una estructuración previa extensional y trasladó en su bloque superior retazos de rocas del basamento localizadas en el bloque inferior de las estructuras previas (short cuts). El poco salto inverso de las fallas reactivadas (cabalgamientos) está condicionado por la gran resistencia que ofrecen durante la compresión, debido al elevado ángulo de estas, llamado efecto de freno o muralla (buttressing). Esta fuerte resistencia a la reactivación queda reflejada en la gran deformación observada en los materiales margosos, localizados en el bloque superior del cabalgamiento, consistente en un clivaje importante deformado por pequeños kink relacionados con un segundo clivaje menos importante.

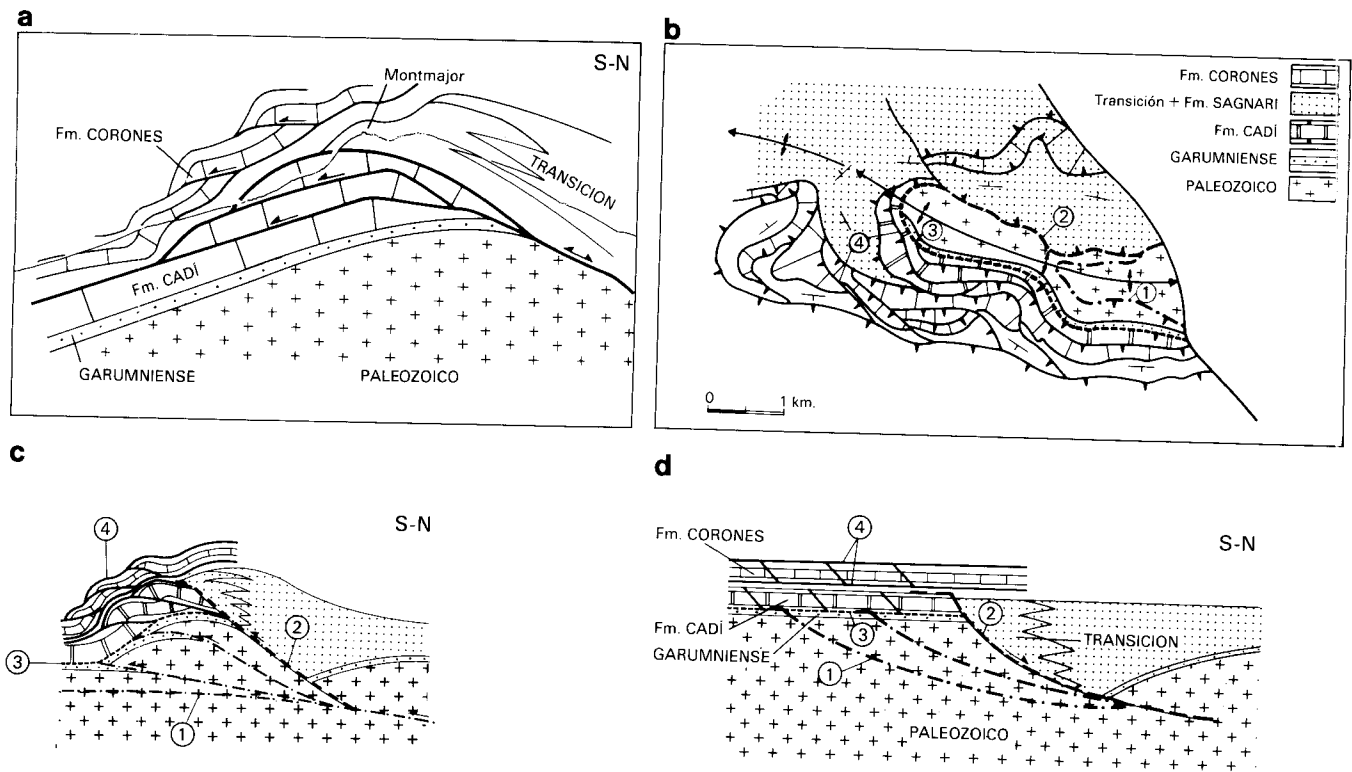


Fig. 8 - A) Dibujo realizado a partir de una fotografía de campo de la montaña de Montmajor, en donde se puede observar perfectamente las repeticiones de la Fm Cadí y Fm Coronas. El núcleo es de granito, y al norte se observan materiales de tránsito cabalgando encima de la estructura. B) Mapa de detalle de la estructura antiformal de Montmajor. Se han distinguido 4 tipos de fracturas: 1.- Cabalgamiento que afecta al zócalo hercínico y al garumniense. 2.- Falla normal que posteriormente juega como cabalgamiento. 3.- Nivel de despegue inferior de los duplex. 4.- Estructura en duplex de los sur, las calizas de plataforma de la Fm Cadí. La falla normal (N° 2), corta al Garumniense y condiciona la sedimentación, hacia el norte, de las facies de tránsito y más distales de la Fm Sagnari. (Redibujado de Martínez et al., 1989).

Sinclinal de Ripoll

La estructura más característica del manto del Cadí lo constituye el sinclinal de Ripoll, con una dirección E-W paralela a la dirección del cabalgamiento de Vallfogona. El sinclinal de Ripoll pliega a todos los materiales paleógenos, despegados del basamento mediante el cabalgamiento de Serra Cavallera localizado en las pelitas del Garumniense. El sinclinal de Ripoll se puede seguir fuera del ámbito de la presente Hoja. Por el E es difícil de seguir más allá de la falla de Albanyà, aunque el sinclinal de Vilaritg podría ser su continuación oriental (Hoja de Olot, Martínez et al., 1993). Por el W, puede seguirse hasta el límite con la terminación oriental del manto del Pedraforca. El manto del Pedraforca se encuentra afectado por el plegamiento en sinclinal del infrayacente manto del Cadí (Martínez et al., 1988; Hoja de la Poble de Lillet, Vergés et al., 1993).

En sentido N-S, el sinclinal de Ripoll es claramente disimétrico, siendo su flanco N más potente que su flanco S. En el flanco N aflora toda la serie eocena, mientras que en el flanco meridional sólo afloran los materiales más altos de esta. La estructura del flanco S, en la parte E de la Hoja es relativamente sencilla. En cambio, en la parte W, la existencia de numerosos niveles de yesos (Fm. de Vallfogona) complica la estructura al actuar como pequeños niveles de despegue (corte I-I').

Estructura de los materiales margosos septentrionales

Los materiales paleocenos y eocenos situados, en general, al norte de las fallas que limitan por el N a las culminaciones y más concretamente al N de la falla de la Salut muestran pliegues con una esquistosidad bien desarrollada con buzamiento norte. Esta esquistosidad oblitera en parte a la estratificación, muy difícil de observar, y está deformada por bandas de «kink» y pliegues «chevron», relacionados con una segunda esquistosidad menos marcada. Esta estructura interna de los materiales situados en el bloque superior de la falla de la Salut contrasta con lo escasamente deformados que se encuentran los materiales equivalentes en el bloque inferior de la dicha falla, en donde sólo son observables pliegues de escala kilométrica y una esquistosidad poco desarrollada. La intensa deformación que se observa en el bloque superior de la falla de la Salut es interpretada como producto del efecto de freno/muralla («buttresing») durante la inversión de dicha falla (Pujadas et al. 1989).

Estructura de los materiales calizos meridionales

Tal como ya ha sido comentado, las alternancias de calizas y margas se comportan de una manera muy distinta ante la deformación que la experimentada por las potentes margas septentrionales. Tanto a nivel de afloramiento como a nivel cartográfico puede observarse, en la parte ocupada por los niveles calizos, un importante sistema de cabalgamientos afectando a la totalidad de la zona. Este sistema de cabalgamientos está formado por rampas y rellanos. Las rampas cortan a los niveles calizos, mientras que los rellanos o niveles de despegue se sitúan en la margas (Martínez et al., 1989), deducibles a partir de la intensa deformación observada en estos niveles.

La estructura general de la Garrotxa consiste pues en un conjunto de geometrías dúplex que afectan a cada nivel de calizas. El cabalgamiento inferior del dúplex se sitúa en las margas infrayacentes y el cabalgamiento superior en las margas suprayacentes. Solo los cabalgamientos más importantes cortan a toda la serie estratigráfica, aunque la complejidad de la estructura hace difícil diferenciarlos. En el río Borró, aparece una ventana tectónica en la que las calizas de la Fm. de Coronas del bloque superior del cabalgamiento se pone en contacto con las calizas de la Fm. de la Peña del bloque inferior, visible en el fondo del valle. El desplazamiento mínimo de este cabalgamiento es de 3 Km (ver corte III-III' de la Hoja de Olot).

Estructura de los materiales de la Fm. de Coronas

El paquete calcáreo que forma la Fm. de Coronas, puede presentar una repetición de la serie, que en algunos puntos afecta parte de las margas de Sagnari y de la Fm. de Armànçies. En la sierra de Sant Amanç, y en el río Freser, es donde mejor se observa esta estructura. En el corte del río Freser, se observa como dicha estructura está plegada, presentando pliegues con el plano axial subhorizontal o buzando muy poco. Éstos pliegues han desarrollado una esquistosidad de plano axial buzante hacia el norte (Muñoz, 1988). Los pliegues presentan una cierta disarmonía debido a la existencia de un nivel de despegue entre las margas y las calizas.

Lámina cabalgante de les Lloses

Situada en el extremo occidental de la Hoja, entre el cabalgamiento de Vallfogona al N y la cuenca de antepaís al S, se encuentra una pequeña unidad limitada por cabalgamientos con una estructura interna formada por una pareja de pliegues sinclinal-anticlinal. Los materiales situados en la lámina tienen unas facies intermedias entre los mismos materiales del manto del Cadí y los del antepaís (Muñoz, 1985).

Estructura de la cuenca de antepaís plegado

En la Hoja de Ripoll, la cuenca de antepaís constituye una estrecha franja alargada situada al S del cabalgamiento de Vallfogona y ocupando la parte más inferior de la Hoja. Los materiales más inferiores aflorantes son los de la Fm. de Coubet, pertenecientes al Luteciense. En general, los materiales más inferiores (Fms. de Coubet y Bellmunt) afloran en el río Ter, al S del pueblo de Ripoll, donde se encuentran afectados por pliegues y cabalgamientos de dirección ENE-WSW, paralela a la dirección del cabalgamiento de Vallfogona en este sector. La estructura observada en los materiales eocenos al sur del cabalgamiento de Vallfogona consiste en un par de pliegues. El sinclinal, disimétrico, con el flanco septentrional vertical o bien invertido, esta en contacto con el cabalgamiento de Vallfogona. Al sur del sinclinal, un pequeño anticlinal representa la estructura más meridional de la Hoja de Ripoll. Estos pliegues y cabalgamientos desaparecen hacia el E bajo los términos más altos de la serie estratigráfica, que se disponen discordantes encima de dichas estructuras, fosilizándolas. Hacia el E, en la parte central de la Hoja, estos materiales discordantes quedan involucrados en la estructura median-

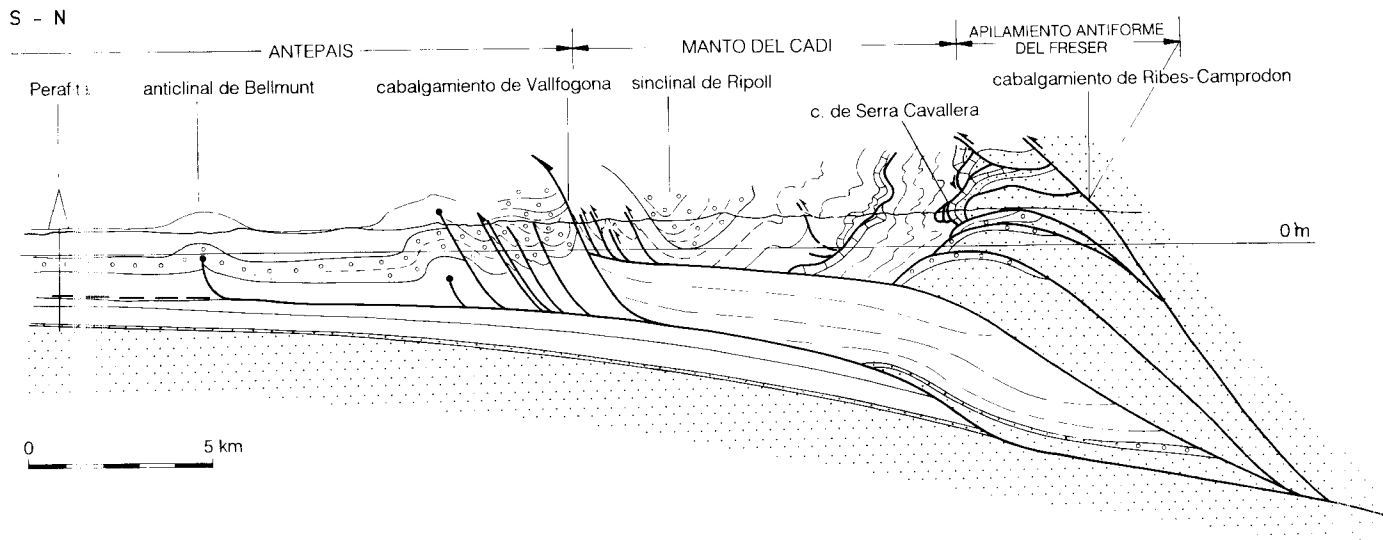


Fig. 9 - Corte N-S de síntesis, próximo a la transversal del río Freser, con inclusión de estructuras de la parte sur correspondientes a la hoja de Manlleu.

te pliegues y cabalgamientos ligados a la continua progresión del cabalgamiento de Vallfogona.

Descripción del corte N-S

El corte del río Freser, muestra la geometría del sistema de cabalgamientos anteriormente descrita. Al norte se sitúa el Apilamiento Antiformal del Freser, con la repetición de varias láminas cabalgantes de basamento y Garumniense. Hacia el sur, se observa la unidad del Cadí, cuyo cabalgamiento basal es el de Vallfogona, con una morfología de rellano sobre el bloque inferior, deducida de los datos de subsuelo. Los materiales sedimentarios que se observan en el bloque inferior tienen el nivel de despegue en los yesos de Beuda, responsable de las deformaciones que se observan en los materiales del antepaís (por ej., el anticlinal de Bellmunt). Tal como se ha representado en el corte, un cabalgamiento enraizado en este nivel, podría diferenciar a estos materiales como una subunidad que se situaría estructuralmente entre el manto del Cadí y la cuenca del Ebro.

Descripción del corte E-W

El corte general de dirección E-W (Fig. 11) abarca las Hojas de Figueres, Olot y Ripoll. En la parte correspondiente a la presente Hoja se observa, el manto del Cadí, sobre materiales del Luteciense, y en la base de estos materiales el nivel de despegue situado en los yesos de Beuda sobre las calizas del Ilerdiense-Cuisiense. La unidad del Cadí está formada en la parte occidental por el apilamiento de láminas cabalgantes de Basamento y Garumniense, y hacia el este, por una serie de estructuras en «duplex» afectando a las calizas de la formación del Cadí y de Coronas.

Datación de las estructuras

Las dataciones de las estructuras alpinas de la presente Hoja pueden abordarse bajo dos ópticas diferentes. Por un lado mediante relaciones de corte entre diferentes estructuras, lo cual nos indica una edad relativa de los diferentes grupos de estructuras. Por otro lado se pueden efectuar dataciones de las estructuras mediante su relación con los sedimentos sintectónicos. Esto puede realizarse mediante criterios directos (relaciones geométricas entre sedimentos y estructuras) o bien mediante métodos indirectos (composición de los cantos, dirección de las paleocorrientes, etc..) en materiales que no tienen un contacto directo con las estructuras.

La relación más clara entre estructuras y sedimentos proviene de la parte meridional de la Hoja (sinclinal de Ripoll, cabalgamiento de Vallfogona, y pliegues y cabalgamientos de la cuenca de antepaís). El sinclinal de Ripoll se formó debido a la formación del apilamiento antiformal del Freser al N y por la emersión del cabalgamiento de Vallfogona (su cabalgamiento inferior) al S. Las numerosas discordancias visibles dentro de los materiales de la Fm. de Bellmunt marcan el continuo desarrollo del sinclinal durante su deposición.

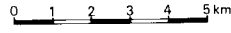
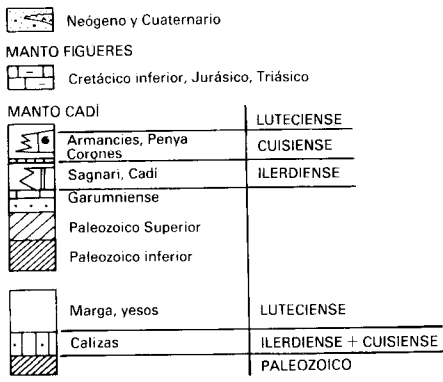
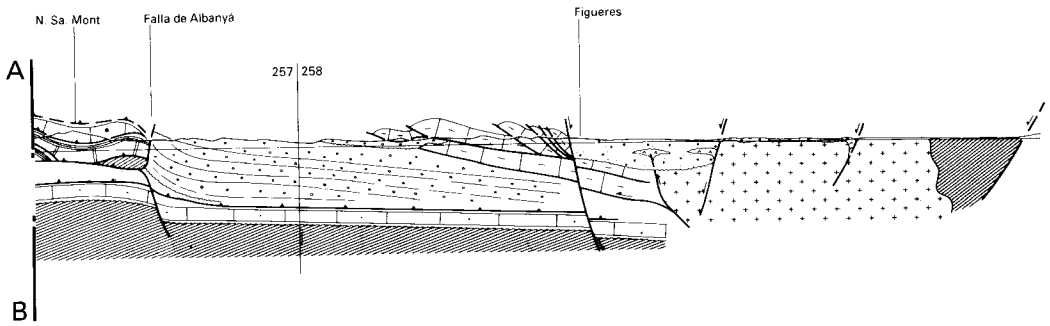
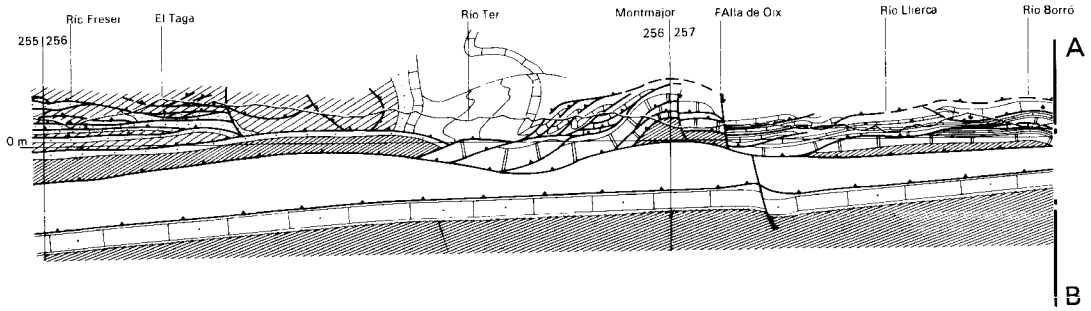


Fig. 10 - Corte de síntesis E-W, desde el río Freser hasta el macizo de Roses. El Paleozoico de la parte occidental del corte proviene de Muñoz (1985). Para una mayor explicación ver texto.

El cabalgamiento de Ribes-Camprodon, está considerado un cabalgamiento fuera de secuencia deducido por las relaciones de corte entre este y los cabalgamientos del apilamiento antiformal del Freser (Muñoz, 1985; Muñoz et al., 1986). Esta interpretación queda apoyada por la composición litológica de los materiales aluviales y fluviales del tramo superior de la formación de Bellmunt, constituida por numerosos cantos graníticos, que sólo pudieron provenir de áreas situadas en el bloque superior del cabalgamiento de Ribes-Camprodon cuando el apilamiento antiformal ya era activo (demostrado por el desarrollo inicial del sinclinal de Ripoll).

Así, se puede suponer una edad Luteciense medio para el inicio del apilamiento antiformal del Freser y desarrollo del sinclinal de Ripoll. Las estructuras que afectan a los materiales de la cuenca del antepaís son de edad Luteciense superior, mientras que el cabalgamiento de Vallfogona fue activo al menos hasta una edad Bartonense y probablemente Priabonense, sincrónicamente con el desarrollo del cabalgamiento de Ribes-Camprodon. La edad Priabonense esta corroborada por las relaciones de corte observadas en la Hoja de Berga, más al W.

2.4. TECTÓNICA NEÓGENA

Las únicas estructuras aflorantes en la Hoja que señalen la actividad distensiva ocurrida durante el Neógeno son las fallas de dirección NNW-SSE visibles en la parte SE de la Hoja, afectando a los materiales de la cuenca de antepaís plegada. Estas fallas pertenecen a un conjunto de fallas distensivas con esta dirección, características de la parte oriental del NE de la Península Ibérica (Julivert et al., 1973; Hoja de Olot, Martínez et al., 1993).

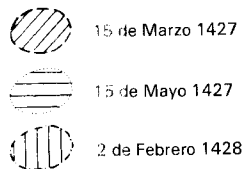
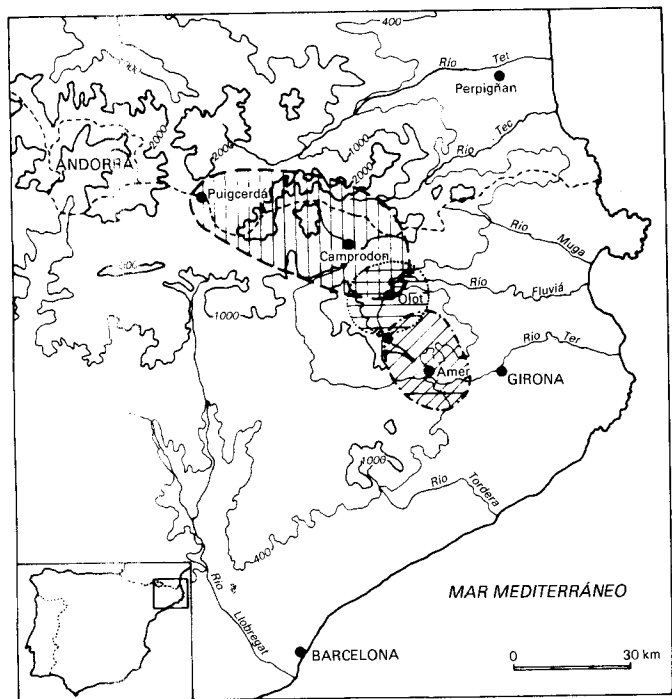
2.5. NEOTECTÓNICA


En la parte SE de la Hoja aflora la terminación occidental de la región volcánica de Olot en la cual se sucedieron importantes sacudidas sísmicas que destruyeron parte de los núcleos urbanos durante la Edad Media (Fontseré y Iglésies, 1971). La localización de los daños causados por los terremotos coincide con la dirección de las fallas principales de la región (Hoja de Olot, Martínez et al., 1991; Olivera et al., 1990; Goula et al., 1990; Briais et al., 1990).

Desde 1977, la actividad sísmica registrada en la zona de Olot es escasa, mientras que es continuada en la cuenca alta del río Freser (Fig. 12). En esta zona se ha de destacar la localización del epicentro del terremoto de Ribes de Freser, ocurrido el 26 de Septiembre de 1984, con 4.4 de magnitud. El mecanismo focal deducido para dicho seísmo indicó un movimiento de desgarre dextro de una falla vertical de dirección E-W (Olivera et al., 1986).

2.6. ESTRUCTURA DE LA CORTEZA

El mapa de isobatas del basamento en la zona del Pirineo oriental (Riba et al., 1983; Clavell et al., 1988) muestra una disposición abombada del zócalo coincidiendo con la zona de la Garrotxa. El eje de este abombamiento coincide con el cambio de la inclina-



 2000 Equidistancia en metros

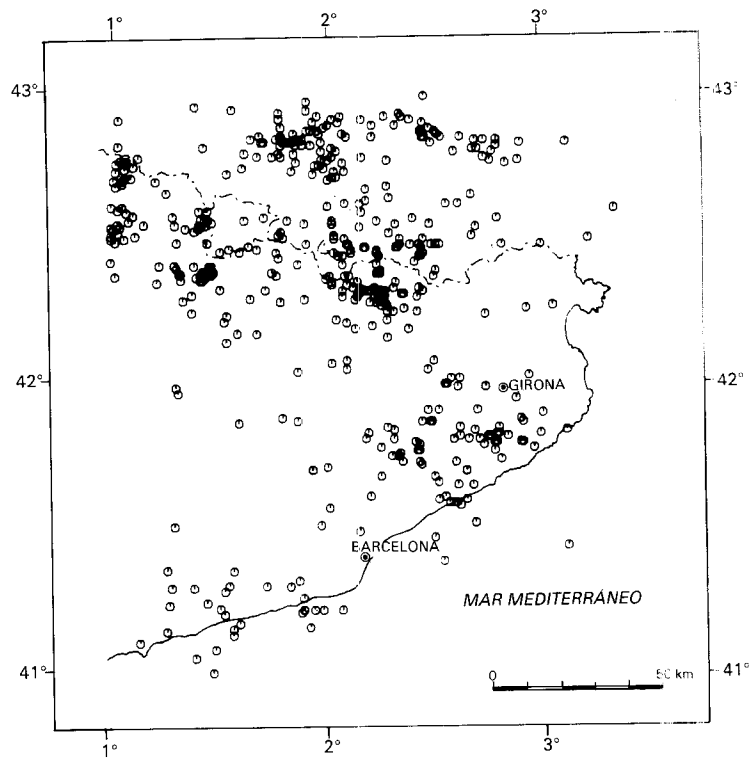


Fig. 11 - Zonas de máximos daños en la crisis sísmica de 1427-28 y sismicidad instrumental reciente 1977-89 (Servei Geològic de Catalunya, 1977-89).

ción de los ejes de las estructuras observadas en la Garrotxa, concretamente en el río Borró (Clavell et al., 1988). A pesar de plegar a las estructuras del manto del Cadí, la evolución del abombamiento es anterior, ejerciendo un control sobre la sedimentación a partir probablemente del Cretácico superior (Clavell et al., 1988). El mapa de anomalías residuales gravimétricas muestra una gran anomalía alargada en sentido N-S (Torné et al., 1988), coincidiendo con el abombamiento del basamento. El mapa de anomalías magnéticas destaca en la zona volcánica de Olot un alto magnético de +100 nT, de 20 nT a +80 nT (Zeyen y Banda, 1988).

Los perfiles de sismica profunda realizados en el Pirineo en el año 1978 aportaron gran información al conocimiento de la estructura profunda de la corteza. Estos datos fueron analizados e interpretados en Gallart (1981) y Daignières et al. (1981). En Gallart (1982) se recoge toda la información geofísica de los Pirineos disponible hasta el momento. Durante la campaña mencionada se realizaron dos perfiles de dirección E-W, uno situado en la parte septentrional del Pirineo y otro situado en la parte meridional, pasando prácticamente por el límite septentrional de la Hoja de Ripoll. La corteza presenta un grosor entre 45-50 km en la zona central del Pirineo, decreciendo hasta valores de 22 km en el extremo oriental, en contacto con el Mediterráneo. En esta zona oriental se observan saltos importantes afectando al Moho relacionados con el conjunto de fallas extensionales visibles en superficie en el extremo NE de Catalunya (Gallart et al., 1982).

El mapa gravimétrico de Catalunya (Casas et al., 1987) muestra, según una línea paralela a la del perfil de sismica profunda mencionado, un acusado gradiente regional desde valores de -115 miligales en el extremo NW del mapa (correspondiente a la zona central del Pirineo) hasta valores de +50 miligales en el extremo NE (Mar Mediterráneo). Este gradiente está ligado a la disminución de la potencia de la corteza hacia el NE, de acuerdo con los datos de la sismica profunda (Torné et al., 1988).

3. GEOMORFOLOGÍA

En el capítulo de geomorfología se describirán cuatro apartados referidos a: 1) formas y procesos; 2) relación entre las formas y los depósitos correspondientes; 3) génesis y edad de los procesos del modelado; y 4) procesos actuales o subactuales y procesos antrópicos.

3.1 FORMAS Y PROCESOS.

La Hoja de Ripoll está situada en el borde meridional de la zona Axial del Pirineo Oriental y se caracteriza por una geomorfología variada y compleja. Esta desarrolla en la parte N un modelado suave dando una orografía vigorosa. La zona central presenta una alineación E-W de formas con alto condicionante estructural, y las capas, que se encuentran subverticales, están plegadas y fracturadas. Hacia el S, se da un paulatino descenso de las alturas y la geomorfología se compone de relieves monoclinales y tabulares, éstos últimos adquieren una mayor importancia en la parte más meridional.

El área de estudio se encuentra atravesada por las arterias fluviales de las cuencas altas de los ríos Ter y Fluvià, con las cabeceras de las Rieras de Ridaura, Vianya y de Vallfogona. Comprende la Sierra de San Sió al N con 1940 m; los relieves de las Sierras de Conivella y Cavallera de 2040 m de altura máxima; la alineación de la loma de Sant Amanç de 1829 m, con el Costes de 1353 m y el Puntil de 1320 m; la Sierra de Puig Estela, con 1360 m, y la Sierra de Santa Magdalena al S, con 1451 m.

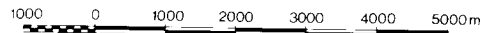
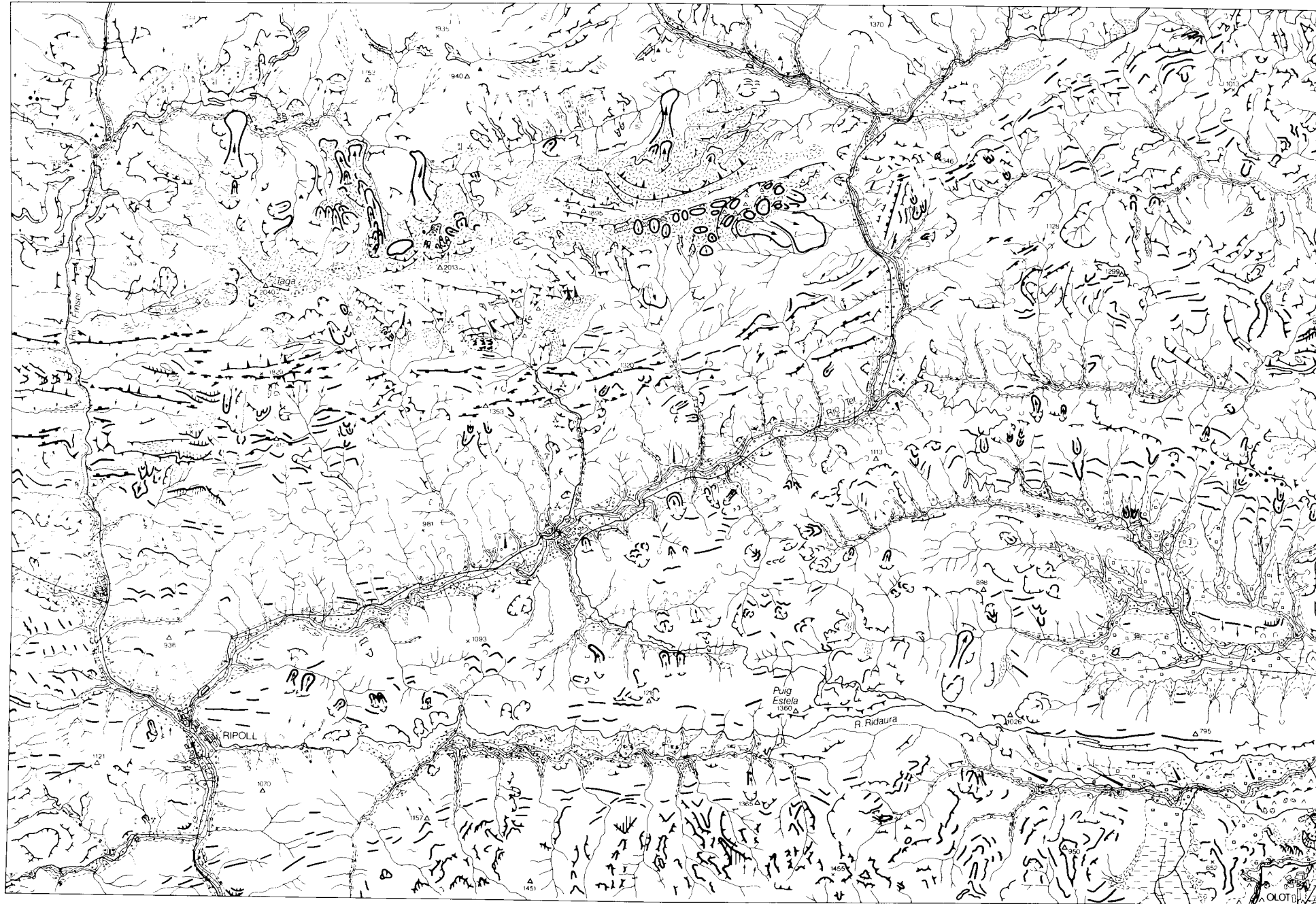
Los materiales Cambro-ordovícicos presentan un modelado suave sin apenas rasgos estructurales. El Ordovícico superior define una alineación competente en el paisaje, haciendo aparecer lomos alargados como expresión de la fuerte esquistosidad (principalmente en la Collada Verda). El Silúrico desarrolla un rellano, situado a media vertiente, y donde estos materiales se modela una serie de pequeñas depresiones debido a la acción de las aguas de escorrentía. Estos depósitos que actúan como barrera impermeable revisten de un carácter plástico y lubricante a las partes basales de las masas calcáreas deslizadas. El Devónico de carácter enfajado, da una morfología escalonada en las vertientes meridionales. En las vertientes septentrionales se sitúan los deslizamientos de ladera de mayor magnitud (Fleta, 1986). Los materiales Estefano-Pérmicos debido a la alternancia de depósitos duros y blandos genera vertientes e interfluvios escalonados. En los tramos lutítico-arcillosos pueden darse localmente badlands.

La serie paleógena involucrada en el sinclinal de Ripoll se caracteriza por tener un buzamiento de las capas elevado y por la existencia de un clivaje penetrativo importante, que pierde intensidad hacia el S. En el flanco septentrional del sinclinal, las margas de la Fm. de Sagnari generan vertientes escalonadas con desarrollo incipiente de bolas. La Fm. de Coronas constituye un nivel muy continuo en el paisaje con repetición de serie localmente. Su alto buzamiento origina desplomes de fragmentos de capas como el de Puig de Coronas. En las zonas donde existen paquetes importantes de yesos, la acción de hinchamiento y disolución producen desplomes importantes como el de Sant Joan de les Abadesses y los ocurridos en el flanco S del sinclinal, en las cercanías del coll de Canes en la carretera de Ripoll a Olot. El flanco S del sinclinal de Ripoll se caracteriza

por dar un relieve monoclinal. La zona situada al S del cabalgamiento de Vallfogona presenta relieves tabulares que controlan la disposición de las rieras de las Lloses, Vallfogona y Ridaura.

En la Hoja de Ripoll se han diferenciado las siguientes variedades morfológicas que se describirán a continuación: a) estructural; b) fluvial y torrencial; c) de vertiente; d) periglaciario; e) nival y cárstica; f) volcánica; y g) antrópica.

- a) Las formas estructurales, por encontrarnos en una zona de tectónica intensa, tienen un gran desarrollo de líneas de capas duras en los materiales garumnienses y terciarios. En éstos últimos podemos observar superficies estructurales lisas o en peldaños (Corones y Sierra de Santa Magdalena). Las capas verticales o «hogbacks», siendo muy numerosas, se encuentran muy bien localizadas por los crestones que generan las barras calcáreas garumnienses.
- b) La morfología fluvial y torrencial ocupa un lugar importante dentro de la geomorfología de la Hoja de Ripoll. Esta zona es atravesada por las arterias fluviales de cuencas altas de los ríos Ter y Fluvià. Las Sierras de Conivella y Cavallera actúan de divisoria de aguas de los ríos Ter y Freser. El primero, es un curso subsecuente, que sigue las estructuras y tiene un amplio valle con diferentes niveles de terrazas. No obstante en los sectores de Camprodon a Sant Pau de Segúries y aguas abajo de Ripoll, tiene carácter de antecedencia. El río Freser tiene una disposición N-S, se comporta como subsecuente y su valle fluvial se caracteriza por un gran encajamiento y escaso desarrollo de terrazas. Sus cursos tributarios de escaso recorrido se caracterizan por una gran torrencialidad. La rieras de Ridaura y de Vianya presentan unos valles anchos con un amplio desarrollo de depósitos aluviales y lacustres asociados a la actividad volcánica. Su disposición es subsecuente y se orientan W-E, dirección que coincide con el principal accidente tectónico local, el cabalgamiento de Vallfogona. Sus terrazas están relacionadas a importantes glaciares laterales. Los ríos de Salarsa y Bach, se caracterizan por unos estrechos valles, con terrazas y conos de deyección. Su disposición es subsecuente, orientados W-E, con ligeras flexiones al adaptarse a los pliegues y cabalgamientos múltiples de la serie terciaria (Fm. Corones). Los cursos permanentes de aguas y barras, se sitúan en los cursos de primer orden del Ter y Freser, en éstos además aparece un cauce abandonado en la localidad de Campdevànol. En el estudio de las formas de los valles hemos distinguido los valles en V, en cuna y fondo plano, con o sin incisión. En Sant Pau de Segúries se está produciendo un fenómeno de captura del río Ter por parte del río Vall del Bach, tributario del Fluvià, y tan solo resta una diferencia de altura de unos 25 m del nivel de base.
- c) El apartado de morfología de vertientes tiene una significación importante debido a la estructura y las litologías. Dentro de la dinámica de vertientes el proceso geomorfológico más espectacular y representativo de este sector del Pirineo Oriental es la inestabilidad de laderas (Fleta, 1986). Las diferencias litológicas, el alto condicionante estructural, la fracturación y diaclasación, las grandes pluviometrías registradas y el alto gradiente topográfico activan muy fácilmente los movimientos en masa. Hemos distinguido inestabilidades de ladera o movimientos en masa de tipo trasla-



LEYENDA

TOPOGRAFIA

- Vértice geodésico y collado
- Cota altimétrica
- Escarpe menor de 25 m. entre 25 y 75 m y mayor de 75 m

FORMAS ESTRUCTURALES

- Superficie estructural lisa y en pedraños
- Capa subvertical o "hogback"
- Línea de capa dura
- Estructura desfavorable o saliente rocoso

MORFOLOGIA FLUVIAL Y TORRENCIAL

- Curso permanente y barras
- Límite de todos los depósitos cuaternarios
- Lago natural
- Valle en V con incisión
- Valle en fondo plano con incisión
- Valle en cuna con incisión
- Lecho pedregoso
- Aluvial actual
- Cono de deyección
- Turberas

Terrazas

- | | | | | | |
|--|---------|--|------------|--|-------------------|
| | rio Ter | | rio Fluvia | | area no volcánica |
| | I | | I | | I |
| | II | | II | | II |
| | III | | III | | III |

MORFOLOGIA DE VERTIENTES

- Cicatriz fresca y antigua de desprendimientos
- Movimiento en masa traslacional y/o de flujo
- Movimiento en masa rotacional
- Movimiento en masa en bloques
- Desprendimientos puntuales
- Bloques desprendidos
- Glacis de erosión y coluvial
- Canal de avalanchas y cono de derrubios
- Arroyada en regueros
- Ganchal
- Coluvial indiferenciado

MORFOLOGIA PERIGLACIAR

- Aterrazamiento
- Deslizamiento superficial o cop de cullera
- Solifluxion laminar
- Derrubios ordenados
- Brechas cementadas

MORFOLOGIA NIVAL Y CARSTICA

- Nicho de nivación
- Arroyada nival concentrada
- Depresion nivocarbónica
- Dolinas

MORFOLOGIA VOLCANICA

- Cono y crater volcanico
- Colada volcanica y escarpe
- Material proclastico
- Intumescencias tumulanas

FORMAS ANTROPICAS

- Carretera y nucleo de poblacion
- Cantera activa e inactiva
- Mina inactiva
- Escombreras de minas y canteras

cional y/o de flujo, rotacional y en bloques, alcanzando una mayor importancia en los relieves de las Sierras de Conivella y Cavallera. El movimiento en masa traslacional de rotación-flujo de la Barraca, de 1800 m de longitud, obturó el curso subsecuente principal del río Segadell, produciendo una acumulación de depósitos turbosos detrás (Fleta, 1987). La escorrentía de las aguas por arroyada, se da en las formaciones superficiales y en los materiales margosos de la serie terciaria.

- d) La morfología periglaciaria desarrollada en esta zona, que nunca llegó a situarse por encima del nivel de nieves perpetuas durante el Cuaternario, presenta formas de aterrazamiento y abancalamiento de las vertientes. Estas son el producto de soliflucciones generalizadas y licuaciones puntuales de las formaciones superficiales.
- e) Las formas nivales y cársticas desarrollan formas de escorrentía, absorción y emisión sin desarrollo de formaciones superficiales características de estos procesos. Se han diferenciado algunos nichos de nivación y arroyada nival como acción superficial de escorrentía. Aparecen nichos de nivación, que permanecen al resguardo de la insolación y donde la fusión de la nieve comporta procesos erosivos y la consecuente acentuación de la concavidad de la vertiente. Estos lugares dan el aporte necesario de agua ladera abajo para que los procesos solifluídales tengan continuidad. La total ausencia de aguas superficiales a partir de los 1600 m y una nivación alta, hace que exista una persistencia cárstica y nival, dando formas mixtas. Esta dinámica tiene lugar principalmente en los sistemas cársticos situados en los relieves calcáreos de las Sierras de Conivella y Cavallera. Dentro de las formas de infiltración tenemos depresiones nivocársticas, pozos de nieve y dolinas. La circulación subterránea se realiza por fisuración a través de diaclasas y discontinuidades tectónicas, y configura un sistema cárstico suspendido autónomo (Llopis Lladó, 1966). Las dolinas presentan vertientes escarpadas y tapizadas por prados de altura. Se disponen en líneas orientadas W-E, y están localizadas únicamente en las vertientes septentrionales de las Sierras de Cavallera y Conivella a unas alturas superiores de 1700 m, como es el caso del Plà de la Llagona. Las formas de emisión se manifiestan gracias al elevado número de manantiales. Los lagos o «estany» constituyen una forma ocasional y excepcional de emisión y se dan, donde por debajo se sitúa el Silúrico impermeable.
- f) La morfología volcánica está representada en la Hoja de Ripoll por el volcán Montolivet que se sitúa justo en el borde suroriental (Mallarach, 1982). Presenta su cono y cráter en forma de herradura abierta hacia el NW y tiene adosadas a los flancos de su cráter acumulaciones de escorias. Este desarrolla una colada basanítica, y en su superficie se sitúan pequeños microconos, denominados «intumescencias tumularias» o «tossols» y «pústules». Las coladas presentan escarpes marcados y se da la superposición de diferentes emisiones de los volcanes de Puig Cabrioler, El Crosat, Puig Jordá, y Puig de la Costa, todos situados al S de Olot.
- g) Las formas antrópicas, tanto de construcción como de destrucción también se representan en esta Hoja, con la localización de las principales vías de comunicación, núcleos de población y formas generadas por las actividades extractivas. Adquieren una especial atención las formas generadas por las actividades extractivas mineras, tanto de canteras como de minas (Fleta, 1986).

3.2 RELACIÓN ENTRE LAS DIFERENTES FORMAS Y DEPÓSITOS.

Los materiales Cuaternarios están representados por los depósitos aluviales de las cuencas altas de los ríos Ter y Fluvià. Los depósitos coluviales están constituidos por formaciones de vertiente, y se localizan en las partes altas, sobre todo en la vertiente septentrional de las Sierras de Conivella y Cavallera. Las emisiones volcánicas cuaternarias se sitúan en el borde suroriental con la presencia de algunas coladas volcánicas. Junto a éstos se encuentran los depósitos aluviales, coluviales y lacustres asociados, desarrollados por la obturación de algunos cursos de aguas.

Los depósitos aluviales de la cuenca alta del Ter están representados por los tres principales niveles de terrazas de los ríos Ter y Freser. El superior que localmente alcanza los 4 m de espesor, está constituido por un paquete heterogéneo de gravas y arcillas arcólicas, con cantos de tamaño decimétrico procedentes del Pirineo. La terraza media tiene un mayor contenido en finos y se pueden observar pasadas de gravas con estructura interna, su potencia puede superar los 8 m. La terraza baja está constituida principalmente por gravas y su espesor suele ser de 2 a 3 m.

Dentro de la cuenca del río Fluvià, incluida en el ámbito de la Hoja de Ripoll, hemos diferenciado dos sistemas de depósitos aluviales en relación con las emisiones volcánicas, la Riera de Ridaura y los tributarios del río Llierca. La Riera de Ridaura desarrolla complejos de obturación fluviolacustre interconectados a las coladas volcánicas. Estos depósitos se caracterizan por unas granulometrías bajas y un alto contenido en finos, que pasan lateralmente a sedimentos turbosos. Los tributarios del Llierca presentan tres niveles de terrazas.

Aparte de los sistemas de terrazas, dentro de los depósitos fluviales y torrenciales, además encontramos el aluvial actual, los conos de deyección y las turberas asociadas a las emisiones volcánicas y a algún movimiento en masa.

Los glaciares coluviales pasan lateralmente a las terrazas fluviales más altas del río Ter y la riera de Ridaura.

En las vertientes meridionales de los relieves devónicos se localizan acciones lineales de canales de avalanchas y conos de derrubios, además de importantes masas de canchales. Estas últimas se sitúan en la Loma de Sant Amanç y en las vertientes septentrionales que drenan sus aguas al río Salarsa, en el extremo NE de la Hoja.

En cuanto a las formas antiguas, sus depósitos dependiendo del área fuente y de apoyo, están constituidos por derrubios ordenados y brechas cementadas. Los derrubios ordenados están formados por niveles de gelifractos centimétricos aplanados de lutitas cambro-ordovícicas con pasadas más o menos cementadas y lavadas. Tienen una gran homogeneidad y su potencia alcanza los 4 m. Las brechas cementadas están constituidas por un depósito heterogéneo de 2 a 3 m de espesor de brechas calcáreas devónicas paralelas a la vertiente, de poca matriz y cantos angulosos de tamaño decimétrico. Se encuentra muy cementado en la parte superior y aparece fragmentado.

Los materiales coluviales producto de la soliflucción generalizada son muy similares a los anteriores descritos, salvo que poseen mayor contenido en finos y en su estructura interna se pueden observar lóbulos de soliflucción.

La actividad volcánica generó la obturación del antiguo curso del Fluvià produciendo la formación del lago de Sant Esteve d'en Bas. Esta obturación desarrolló detrás de las coladas todo un conjunto de depósitos de glacia-terrazza de relleno de obturación lacustre. Esto se produjo aproximadamente hace 133000 ± 12000 años BP, con las emisiones de las coladas de los volcanes de la Canya (Ridaura) y Aiguanegra (Fluvià), durante el Pleistoceno superior (Riss).

3.3 CARACTERIZACIÓN DE LOS PROCESOS DEL MODELADO. GÉNESIS Y EDAD.

Durante el Cuaternario esta zona del Pirineo Oriental siempre se situó por debajo del nivel de nieves perpetuas debido a su escasa altura máxima (2040 m). Dicho nivel oscilaba en la última glaciación entre los 2100 m de altura sobre el nivel del mar (SERRAT, 1983). Esto hace que no se observen formas típicas de medios glaciares o periglaciares para las zonas altas, haciendo que exista una incidencia morfogenética de procesos intensos de degradación. Así aparecen numerosos deslizamientos de ladera tanto en los materiales paleozoicos, y terciarios, especialmente en depósitos yesíferos, como también en las formaciones superficiales cuaternarias.

El periglaciario cuaternario ha afectado casi a la práctica totalidad de las vertientes por encima de los 1000 m produciendo procesos de regularización (Serrat, 1983). Sobre los 1400 m encontramos vertientes completamente regularizadas con la presencia de derrubios de ladera con estratificación ordenada, principalmente en la vertiente meridional de la Sierra de San Sió. Estos materiales que se encuentran encajados por la red fluvial corresponden a un período más frío que el actual, y los relacionamos con el Würm.

Las formas redondeadas de los interfluvios sin apenas salientes rocosos representan un estadio de madurez poco avanzado.

Por correlación de las terrazas del área de estudio con los depósitos fluvioglaciares de Setcasas descritos por Martí Bono et al. (1977), correspondientes a la última glaciación, tenemos que la terraza media del Ter en este sector corresponde al Würm, y la alta probablemente al Riss.

Evolución geomorfológica cuaternaria de la zona de estudio afectada por el glaciario cuaternario:

- Implantación de la red fluvial siguiendo las grandes directrices estructurales del Pirineo, desarrollo de terrazas (Terraza +40 m del Ter, Pre-Würm/Riss).
- Implantación de la dinámica cárstica como causa primera, propia de un sistema propio de la alta montaña mediterránea, con predominio de las formas superficiales de disolución.

- Fase de regularización de vertientes, sin incisiones superficiales y modelado de interfluvios redondeados.
- Acumulación de derrubios asistidos, como resultado de la regularización de las vertientes. Dependiendo del área fuente, los materiales aquí englobados varían de derrubios ordenados (Riera de la Abella) a brechas cementadas (Bruguera) (*Würm*) (Terraza +12 m del Ter y Freser).
- Incisión de la red fluvial, produciendo abarrancamientos y el comienzo de grandes incisiones.
- Inestabilizaciones de laderas, difíciles de precisar en el tiempo y que probablemente correspondan a un período muy prolongado dentro de la evolución geomorfológica. Algunas pudieron afectar a depósitos de regularización y travertínicos.
- Obturación fluvioacustre por algún movimiento traslacional complejo de rotación-flujo.
- La fase tardiglaciár en este sector no manifiesta la presencia de glaciares rocosos, ya que esta actividad se localiza en cotas superiores a los 2400 m de altura en zonas más interiores de la cadena montañosa.
- Dinámica actual que desarrolla depósitos coluviales (incluyendo los canales de avalanchas y conos de derrubios) y pequeñas inestabilizaciones, que tapizan las formaciones superficiales antiguas. Además se incluyen los aluviones actuales de los lechos de inundaciones (*Holoceno*).

Las dataciones de K-Ar realizadas por Guerin et al (1985) acotan las manifestaciones volcánicas, dando una edad de 17000 ± 1600 años BP para la colada del Crosat en Sant Roc. Mallarach et al. (1985) en los estudios palinológicos realizados en la cubeta endorreica de Sant Esteve d'en Bas, en el Plà de la Pinya situado muy próximo en la Hoja de Manlleu, en depósitos lacustres turbosos, confirman la edad anterior. Los niveles basales podrían llegar a alcanzar los 250000 años BP y se podrían correlacionar con una fase de clima frío. La última represa de las aguas del río Ridaura, procedentes de la cuenca de Sant Salvador de Vianya, tiene lugar 133000 ± 12000 años BP (Guerin et al., 1985) con la emisión del volcán de la Garrinada. Algo después se produce la del Montsacopa, $100000-250000$ años BP (Guerin et al., 1985) superponiéndose a la primera como lo demuestran algunas cartografías de la zona (Pallí, 1981; Mallarach, 1982).

Los materiales cuaternarios de la cuenca alta del río Ter y Freser están ligados al glaciarrismo del Pirineo Oriental. En la zona de Olot los depósitos se encuentran estrechamente ligados a la evolución de las emisiones de las coladas volcánicas cuaternarias que dieron lugar a la obturación de los valles principales, apareciendo depósitos lacustres asociados. Los depósitos aluviales situados en la parte oriental de la Hoja y pertenecientes a la cuenca hidrográfica del río Llierca, tributario del Fluvià, no se pueden correlacionar con las terrazas del Ter y con la zona volcánica de Olot.

Estos hechos hacen que el Cuaternario de la Hoja de Ripoll se encuentre separado en dos dominios, que corresponden a las cuencas altas de los ríos Ter y Fluvià. En el río Ter se da la influencia del glaciario cuaternario. En el Fluvià, separado en dos grupos, tenemos depósitos asociados a la acción volcánica, y a un régimen pluvial diferente, sin influencia volcánica.

En esta zona del Pirineo Oriental se localiza la zona epicentral de la mayor crisis sísmica registrada en Cataluña. En 1425-27 la total destrucción de múltiples ermitas y monasterios, como el de Sant Joan de les Abadesses, demuestra la actividad sísmica. Estas manifestaciones pudieron tener sus efectos en superficie, como lo reflejan la cantidad de deslizamientos de laderas que se encuentran en esta sector. En la Hoja de La Pobla de Lillet, el deslizamiento de Saldes se produjo en esa misma época y formó obturaciones y lagos.

La riera de Vallfogona, emplazada con la dirección W-E del cabalgamiento de Vallfogona, tiene un gran desarrollo de depósitos coluviales y aluviales que han sido profundamente encajados por las aguas, este hecho puede corresponder a un ascenso continuado del relieve por manifestaciones neotectónicas de la zona de Olot.

3.4 PROCESOS ACTIVOS O SUBACTUALES QUE TIENEN UNA INCIDENCIA CON EL MEDIO NATURAL Y DE LAS ACTIVIDADES DEL HOMBRE.

Situada en pleno clima de montaña, registra una pluviosidad de 900-1200 mm anuales, la innivación en las partes altas es prolongada de 3 a 5 y las mayores concentraciones de agua se dan con 150 mm en los meses de Junio y Agosto. El carácter de las precipitaciones veraniegas es torrencial, dando una repartición concentrada e irregular de la pluviosidad (Bru, 1980). Esto favorece una fuerte erosión por las aguas de arroyada, por incisión vertical y lateral de las vertientes.

En la zona estudiada están muy desarrollados los prados de altura y por debajo de los 1700 m aparecen árboles, en grupos aislados y formando bosques compactos, principalmente en las zonas de umbría. En estas zonas desprovistas de vegetación, la meteorización y la erosión serán mas intensos.

Los fenómenos funcionales actuales se agrupan en los siguientes procesos:

3.4.1. Periglaciares, nivales, cársticos y eólicos:

Crioclastía. Muy importante en los materiales paleozoicos, cambro-ordovícico y devónico por estar desprovistos de vegetación. Esta dependerá de las propiedades de las rocas tales como grado de cohesión, permeabilidad y plasticidad, así como la proporción de la masividad de las capas y del tamaño de grano de las rocas.

Geliflución y soliflución. Dependiendo del contenido en agua pueden generar pequeños lóbulos, y muy localmente cizallas superficiales o «cops de cullera». El «Pipkrake» constituye el principal protagonista en el aporte de finos a la vertiente.

Escorrentía nival. Desarrolla pequeños lechos de arroyada nival concentrada y la infiltración se da tanto por dolinas como por diaclasas.

Cárstico. Por la situación altitudinal de las calizas devónicas existe una interferencia cárstica y nival.

Eólico. Evacua los finos y desmantela la cubierta vegetal, generando inestabilizaciones en las formaciones superficiales.

3.4.2. Torrencial.

Escorrentía concentrada, los torrentes al irse encajando en las formaciones superficiales dan relieves exhumados. Este hecho hace que las aguas se cargen en material en suspensión y puedan provocar importantes erosiones y daños en zonas de implantación antrópica.

Avenidas fluviales. Éstas llevaron consigo inundaciones muy importantes en los ríos Ter y Freser en las localidades de Ripoll, Campdevàrol, Ribes de Freser, Camprodon tanto en 1982 como en las famosas del mes de Octubre de 1940.

3.4.3. Movimientos en masa.

Debido al aumento de peso por las aguas infiltradas, la diferencia de competencias, la proximidad de materiales impermeables, el elevado buzamiento y la pendiente topográfica, nos hace pensar que el período actual de inestabilizaciones será prolongado. La mayoría de los movimientos se dan en la vertiente septentrional, debido a la disposición de las litologías y a la mayor permanencia en las zonas de umbría, que facilita enormemente los procesos de degradación de vertientes.

Las formas del relieve de destrucción o de acumulación creadas por los procesos de deslizamientos son continuamente modificadas por los procesos que actúan sobre la vertiente, y por la acción de los cursos fluviales que producen la remoción basal.

La existencia de grandes deslizamientos del terreno, aparte de los producidos por la crisis sísmica de 1.427, nos hacen pensar que el período de inestabilizaciones de laderas ha sido, es y será prolongado.

3.4.4. Antrópicos.

En esta comarca tuvo gran desarrollo, la industria de armas y la agricultura, con grandes rebaños de ovino. Esta actividad conllevó a la progresiva degradación de los bosques y a un aumento paulatino de la erosión. Esta deforestación y sobrepastoreo intensivo, ha desmantelado la cubierta vegetal, sobretudo en las partes altas, triturando y pisoteando las pequeñas formaciones superficiales.

En ésta zona se da una importante actividad minera que abarca desde 1885 hasta los años 50. Además en el municipio de Ogassa se dió la primera mina de petróleo a cielo abierto de España. También la actividad minera modificó enormemente el paisaje haciendo aparecer multitud de formas antrópicas.

Las antiguas explotaciones mineras, continúan provocando deslizamientos y crean morfologías nuevas que rompen el perfil de equilibrio de las vertientes, hoy en día, todavía no alcanzado.

4. PETROLOGÍA

4.1. LOS GRANITOIDES INTRUSIVOS HERCÍNICOS

En la presente Hoja, sólo afloran rocas intrusivas en un pequeño afloramiento localizado en el núcleo del antiformal de Montmajor (ver capítulo de tectónica) en el extremo oriental de la Hoja. La composición y facies de estas rocas intrusivas equivalen a las rocas que forman los grandes cuerpos intrusivos localizados en posición más septentrional y correspondiendo a los batolitos de Sant Llorenç y la Jonquera (Liesa, 1988; Hoja de Maçanet, Liesa et al., 1993). En esta zona, los granitoides tienen una geometría estratiforme.

4.2. GRANITO BIOTÍTICO HETEROGRANULAR CON MEGACRISTALES (1)

Granito con un tamaño de grano más grande que el de las granodioritas y tonalitas que afloran en otros núcleos antiformales de la Garrotxa (Hoja de Olot, Martínez et al., 1993). La característica principal viene determinada por la existencia de megacrístales idiomórficos de feldespato potásico dentro de una matriz de cuarzo, biotita y plagioclasa con un tamaño de grano de 2-3 mm. Algunas muestras del granito muestran una composición más ácida con menor contenido en biotita, feldespatos potásicos alotriomorfos y cavidades miarolíticas.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Para determinar la historia geológica de una región caracterizada por la presencia de mantos de corrimiento es preciso conocer la evolución cinemática de estos, es decir, conocer su edad de emplazamiento y su posición palinspástica. La datación del emplazamiento se deduce del estudio de las relaciones entre sedimentos y estructuras (ver apartado de datación de las estructuras -Tectónica-), y la restitución de los mantos se realiza mediante la construcción de cortes geológicos compensados (Puigdefàbregas et al., 1986; Vergés y Martínez, 1988; Martínez et al., 1989). La evolución cinemática de una región, por la gran cantidad de datos necesarios, no puede quedar reducida al ámbito de una Hoja a escala 1/50000, por lo que se ha estudiado conjuntamente la historia geológica de todas las hojas del Pirineo oriental.

Para el conocimiento exacto de la historia geológica de los materiales paleozoicos, primero se ha de restituir la deformación alpina y posteriormente la hercínica (Muñoz, 1985).

La historia geológica de la presente Hoja se describe, por tanto, conjuntamente con la de las Hojas de Maçanet de Cabrenys, Figueres, Olot y la Pobla de Lillet, en lo que respecta a los rasgos generales. Sin embargo, se hace mayor énfasis en aquellos aspectos representados en el ámbito de la presente Hoja.

Para la evolución dinámica se tomarán de base los mapas palinspásticos publicados en Puigdefàbregas et al. (1986), modificados con datos de otros autores y con los datos aportados durante la confección de las hojas reseñadas. En cada mapa palinspástico se representa la distribución de facies, paleocorrientes y posición restituida de los mantos de corrimiento.

Paleozoico (Cambro-Ordovícico)

Durante el Cambro-Ordovícico hay una sedimentación alternante muy fina de lutitas y cuarcitas con alguna intercalación no muy potente de conglomerados, cuarcitas, pelitas y calizas y dolomías. Aunque en la Hoja estudiada, estos materiales sólo afloran en la unidad de la Collada Verda, la distribución amplia de dichas ritmitas en el Pirineo meridional sugiere una sedimentación amplia uniforme, con una potencia superior a los 1000 m.

Los materiales pre-Caradoc se encuentran deformados por una serie de pliegues sin esquistosidad asociada (Santanach, 1972; 1974).

Ordovícico superior

La gran variedad de facies del Ordovícico superior junto con la existencia de numerosos niveles volcánicos y subvolcánicos sugieren una inestabilidad de la cuenca durante este período. En la unidad de Collada Verda, el Ordovícico superior se dispone ligeramente discordante encima de los materiales cambro ordovícicos.

El plegamiento sufrido por los materiales pre-Caradoc podría condicionar la gran variedad de facies del Ordovícico superior y el volcanismo, cuyas características están de

acuerdo con un período orogénico. El volcanismo muestra una tendencia calco-alkalina correspondiente a una etapa orogénica desarrollada en condiciones de intra-placa. En cuanto a la sedimentación, el Caradoc presenta características molásicas con megasecuencias granodecrecientes fluviales que pasan hacia la parte superior a sedimentos finos de medios confinados, durante el Caradoc superior y el Ashgiliense (Muñoz, 1985). Es de resaltar que las reconstrucciones efectuadas de las unidades tectónicas constituidas por materiales del Ordovícico superior (Muñoz, 1985) muestran que las unidades más septentrionales (Unidad de Bruguera) no contienen materiales volcánico-clásticos.

Silúrico

Las lutitas negras del Silúrico indican una sedimentación lenta en condiciones euxínicas. El tránsito entre el Silúrico y el Devónico inferior es gradual sin hiatos (Mey, 1967).

Durante la tectónica hercínica, el Silúrico fue importante como nivel de despegue debido a las características de sus materiales.

Devónico

A diferencia del Silúrico, el Devónico representa una sedimentación marina extensa, con deposición de grandes plataformas marinas con gran cantidad de fauna..

Carbonífero pre-hercínico

El final del Devónico vino marcado por una gran inestabilidad que produjo el levantamiento de grandes regiones con la consiguiente sedimentación detrítica. La formación posttectónica más antigua datada es Westfaliense D, representada por la Fm. de Aguiró (Carreras y Santanach, 1983), formada por conglomerados y capas de carbón y discordante encima de los materiales infrayacentes plegados y foliados.

Aunque en la zona de la Hoja la única observación es que los granitos son anteriores al Garumniense, en el Pirineo afectan a los materiales del Devónico y del Carbonífero inferior. Además están datados mediante radiometría. Esta datación indica 335 +/-15 M para los leucogranitos y 275 +/-12 M para las granodioritas (Vitrac y Allegre, 1975).

Estefano-Pérmico

Durante el Estefaniense y el Pérmico continuó la sedimentación detrítica continental con gran cantidad de rocas volcánicas (andesitas, dacitas y basaltos) y volcánoclasticas. Gisbert et al. (1984) asocian el Estefaniense y el Pérmico inferior a una etapa compresiva (final del ciclo hercínico), mientras que el Pérmico medio y superior correspondería a una etapa distensiva, basado en las características químicas del volcanismo.

Los materiales del Estefaniense y el Pérmico inferior representan el relleno de una cuenca intramontañosa, rodeada de volcanes con un clima general tropical húmedo

(Gisbert et al., 1983). Durante el depósito de la unidad de tránsito se alcanzó un máximo desarrollo de los depósitos lacustres. Los primeros materiales rojos indican un cambio en las condiciones climáticas hacia una aridificación. Las emisiones volcánicas están muy localizadas y podrían corresponder a intrusiones superficiales de magmas graníticos (ignimbritas de Greixer y Campelles, en la Hoja de la Pobl. de Lillet), según Gisbert et al. (1983).

El volcanismo asociado al Pérmico medio y superior, de tipo alcalino sugiere unas condiciones distensivas durante este período y el Triásico.

Mesozoico

La historia geológica que puede deducirse del estudio de los materiales aflorantes en el flanco S del apilamiento antiformal del Freser es que existió un lapso de tiempo que abarca desde el Pérmico inferior (unidad roja superior, con el epígrafe 34) hasta el Cretácico más superior (facies garumnienses, con el epígrafe 36) donde, al parecer, no hubo sedimentación. La discordancia de bajo ángulo existente entre los dos paquetes de materiales continentales indicaría que durante este lapso de tiempo no hubo ni grandes movimientos ni gran erosión. Esta falta de actividad geológica contrasta con la gran erosión ocurrida al E y al S de la zona referida. Hacia el E, el Garumniense se coloca encima de rocas del paleozoico inferior y granitos (Hoja de Olot, Martínez et al., 1993). Hacia el S, los sondeos efectuados en el antepaís muestran un nivel delgado de areniscas y pelitas rojas atribuidas al Garumniense encima de materiales probablemente del Paleozoico inferior.

Al NE de la Hoja, en una posición alóctona, el manto de Costoja-Bac Grillera nos indica que en posiciones más septentrionales sí existió sedimentación durante el Mesozoico. En los mantos de Costoja, Bac Grillera y Biure, la serie mesozoica está formada por Keuper, Jurásico y Cretácico superior discordante. Los depósitos del Cretácico superior están constituidos por sedimentos con facies de plataforma poco profunda. El Garumniense encima de la serie mesozoica también presenta facies continentales y lacustres como en el resto del Pirineo oriental. La polaridad de la cuenca durante el Garumniense era atlántica (Plaziat, 1973).

Paleógeno

Durante el Ilerdiense (secuencia deposicional del Cadí) se produjo una importante y generalizada transgresión procedente del Atlántico, sin conexión con el Tethys (Plaziat 1975). Esta falta de conexión podría ser debida a la existencia del macizo Corso-Sardo (Riba et al., 1983). La paleogeografía respecto a la del Garumniense cambió debido a la existencia de los primeros relieves pirenaicos importantes en la parte oriental del Pirineo. En la Fig. 12. se han separado 3 grandes conjuntos de facies correspondientes a este período. Al S, los sedimentos continentales con paleocorrientes hacia el N, representados por los materiales del Grupo Pontils (Anadón et al. 1979). En la parte intermedia se desarrollaron extensas plataformas carbonatadas con alveolinas y nummulites (Fms. del Cadí y de Orpi), las cuales llegaron a los 300 m de potencia. En la parte norte

y limitados en la parte oriental por fallas extensionales (Estévez, 1973; Martínez et al. 1989; Pujadas et al. 1989) se sedimentaron los depósitos más profundos margosos de la Fm. de Sagnari, en algunos puntos con un espesor superior a 1.000 m. Durante el Ilerdiense se emplazó el manto de Biure (Pujadas et al., 1989), el cual tuvo un desplazamiento probablemente desde el Paleoceno o anterior. La posición restituida de los mantos de Biure, Bac Grillera, Pedraforca y Cadí durante el Ilerdiense se deduce de los cortes compensados y restituidos publicados (Muñoz et al., 1986; Vergés y Martínez, 1988; Martínez et al., 1989; Pujadas et al., 1989).

La sedimentación deltaica de la secuencia de Coronas durante el Cuisiense inferior marcó un cambio en las condiciones de la cuenca. Estos depósitos representaron una regresión ligada a la emersión de relieves pirenaicos. La ciclicidad y facies de la parte alta de la Fm. de Coronas indican un período de aparente calma tectónica (Giménez, 1989).

Las facies de margas de talud junto con la aparición de slumps y olistolitos intercalados en la serie indican una profundización del surco de Ripoll durante la deposición de la secuencia de Armàncies, abarcando el Cuisiense medio y superior. El movimiento de los mantos constituidos por materiales mesozoicos y la parte inferior del Terciario produjo una flexión de la litosfera por carga (Puigdefàbregas et al., 1986; Vergés y Martínez, 1988). Esta flexión se produjo al final de la sedimentación deltaica de la secuencia de Coronas formando un surco alargado de dirección E-W. Durante este período se depositaron en la cuenca una serie de megabrechas constituidas por bloques de calizas de plataforma con gran cantidad de fauna (Santamaría, 1983; Hoja de la Poble de Lillet, Vergés et al., 1993). Estas megabrechas se formaron debido a destrucción de la plataforma carbonática, probablemente debido a inestabilidad tectónica. Es muy difícil evaluar el área fuente de dichas plataformas, aunque los slumps estudiados muestran una paleopendiente hacia el S. El surco de Ripoll se mantuvo cerrado por el E, en la zona de La Garrotxa, donde continuó una sedimentación de plataforma carbonatada (Fm. de la Peña). Al S continuó la sedimentación continental representada por el Grupo Pontils.

Durante el Luteciense, la entrada de sedimentos terrígenos siliciclásticos en la cuenca de Ripoll, en parte por la transversal de Sant Joan de les Abadeses, propició una sedimentación turbidítica (Fm. de Campdevàrol). Las paleocorrientes observadas en Sant Joan de les Abadeses son N-S (Santisteban y Taberner, 1979) y pasan rápidamente a una dirección variable entre W y WSW, paralela al eje de la cuenca de Ripoll.

La colocación del manto del Pedraforca durante este período (Martínez et al., 1988) condicionó el cierre de la cuenca de Ripoll, por el margen occidental. Al E de Sant Joan de les Abadeses no se observan sedimentos siliciclásticos de esta edad, correspondiendo dicha zona a una zona menos profunda (Clavell et al. 1988). En la parte alta de la serie turbidítica de ambos flancos del sinclinal de Ripoll se observa un progresivo carácter anóxico debido al cierre de la cuenca (Van Eeckhout 1990). En parte por encima y en parte en posición más meridional, se sedimentó una serie alternante de margas y evaporitas con una potencia superior a los 1000 m (Martínez et al. 1989). En el flanco S del sinclinal de Ripoll (cercañas del pueblo de Vallfogona) se observa como los niveles

métricos de yesos están intercalados entre niveles turbidíticos. La inexistencia de fauna junto con los induces elevados de paleosalinidad sugieren un entorno hypersalino, relacionado con una caída relativa del nivel del mar.

Durante el Luteciense superior y Bartonense, la secuencia de Bellmunt constituye el paso del carácter marino al carácter continental en todo el ámbito del surco de Ripoll. En la reconstrucción palinspástica de la Fig. 12 se observa una sedimentación aluvial y fluvial al N (Fm. de Bellmunt) que pasa a una sedimentación deltaica (Fm. de Coubet) hacia el S. La paleogeografía durante el depósito de dichos materiales fue compleja debido a la configuración existente en la zona después de la colocación de los mantos de Biure-Costoja-Bac Grillera y del Pedraforca. Al E, la terminación oriental del manto del Cadí, estuvo en parte controlada por la geometría previa del conjunto de fallas de Albanyà. La actividad transpresiva de dicha falla durante la compresión alpina controló la distribución de las paleocorrientes de la Fm. de Bellmunt (Hoja de Olot, Martínez et al., 1993). Al W de la zona de La Garrotxa las paleocorrientes muestran siempre una dirección hacia el W y WSW en la parte inferior de la serie y paleocorrientes N-S en la parte más alta.

En las cercanías de la terminación oriental del manto del Pedraforca, el relieve en continua formación junto con los sistemas aluviales y fluviales provenientes de dicho relieve (Busquets, 1981; Martínez et al., 1988) producen un cambio en la dirección del sistema fluvial encajado en el surco de Ripoll. El emplazamiento del manto del Pedraforca es continuo a lo largo de casi toda la sedimentación de la secuencia de Bellmunt. Esto se deduce de las relaciones entre las estructuras y los sedimentos sintectónicos observables en la terminación oriental del citado manto (Martínez et al. 1988). Durante la sedimentación del sistema aluvial y fluvial de Bellmunt, se produjo el plegamiento del sinclinal de Ripoll como puede observarse por las numerosas discordancias visibles a nivel cartográfico (Hojas de Olot, Ripoll y La Pobla de Lillet). Este plegamiento se produjo por el emplazamiento de unidades con rocas paleozoicas al N, formando un apilamiento antiformal y por el emplazamiento sincrónico del manto del Cadí. Durante la sedimentación de la secuencia de Bellmunt, había un cambio gradual de facies desde facies aluvial y fluvial al N, facies deltaicas en la parte central, y facies margosas distales de los aparatos deltaicos ocupando el centro de la cuenca.

La historia geológica de los materiales eocenos más modernos que afloran en la Hoja están ampliamente explicados en la Hoja de Manlleu (Saula et al., 1993) situada al S de la presente. Los materiales de edad Bartonense representados en la Hoja corresponden a un gran ciclo sedimentario separado por discordancias, claramente visibles en la parte N (cercanías del cabalgamiento de Vallfogona). Este ciclo sedimentario (ciclo II de Mató y Saula, 1991) está separado en dos unidades que corresponden con las Fms. de Puigsacalm y Vidrà. La unidad inferior constituye un ciclo transgresivo formado por sedimentos deltaicos retrabajados por mareas. La unidad superior está formada por un sistema de abanicos deltaicos progradacionales. El techo de este ciclo constituye el final de la sedimentación marina en la parte N de la cuenca de antepaís.

Puigdefàbregas et al. (1986), modificados con datos de otros autores y con los datos aportados durante la confección de las Hojas de Figueres, Olot, Ripoll y la Pobla de Lillet.

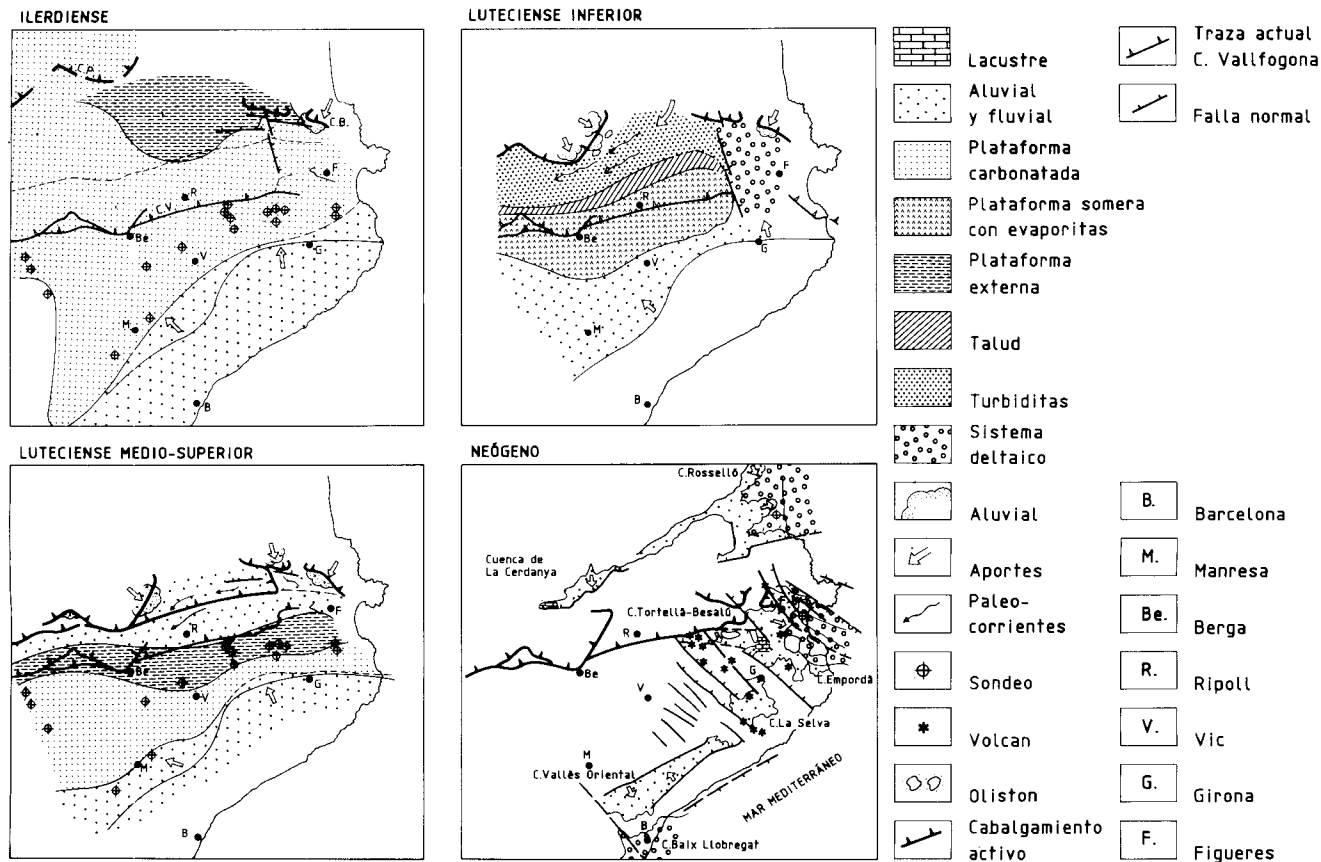


Fig. 12 - Secuencia de mapas palinspásticos del margen NE de la Península Ibérica durante el Terciario. Se han tomado como base los mapas palinspásticos publicados en Puigdefabregas *et al.* (1986).

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

En el ámbito de la Hoja de Olot pueden contabilizarse numerosos tipos de extracción minera, petrolífera y explotación de canteras.

6.1. MINERÍA Y CANTERAS

6.1.1. Minería

Dentro de la Hoja de Ripoll se puede diferenciar: una minería dedicada a la explotación de minerales metálicos; una minería del carbón; y una minería del petróleo, muy característica de una estrecha franja del Pirineo oriental.

Yacimientos metálicos

Entre las localidades de Ribes de Freser y Queralbs (extremo NW de la Hoja) se encuentra gran número de mineralizaciones metálicas de tipo estratiforme y asociado a filones. Estas últimas fueron objeto de explotación durante la década final del siglo XIX y principios del XX. Su concentración es muy irregular y los trabajos mineros fueron abandonados (Ayora et al., 1981). Se explotaron en las localidades de Batet, en la mina Fernanda, y en Ribes de Freser, en las minas de Can Roset, Roques Blanques, Can Bac y Can Ventaiola.

Entre los yacimientos estratiformes se encuentran mineralizaciones de As-Au-(Cu-W) diseminadas en micaesquistos ricos en ilmenita y también lentejas centimétricas de piritita con Pb-As-Au-(Bi-Ag-Cu-Sb-Zn-W) en dolomías. Tanto los micaesquistos como las dolomías están intercalados, en una alternancia milimétrica, con pasadas volcánicas, aunque no se ha observado ningún tipo de relación entre las mineralizaciones y los materiales volcánicos (Ayora y Casas, 1986). Estas diseminaciones, localizadas en materiales concretos, han sido interpretadas según un modelo de tipo exalativo-sedimentario para Pb-Zn (Ayora y Casas, 1986).

Las mineralizaciones filonianas de As-Au-(Bi-Ag-Cu-Pb-Sb-Zn-W) se encuentran en venas sin orientación preferente, que cortan la esquistosidad regional hercínica (Santanach, 1972). El grosor de las venas puede llegar al metro y no parece haber ningún tipo de relación entre estas y la roca encajante. Los filones contienen cuarzo, siderita y minerales metálicos (arsenopirita, estibina, calcopirita, galena, jamesonita, piritita, pirrotina y zinquenita).

La paragénesis mineral, la proximidad del granito de Costabona y las relaciones geométricas entre las venas y la roca encajante permiten deducir un origen hidrotermal para dichos yacimientos (Ayora et al., 1981). Las temperaturas de formación, a partir de la inclusión de fluidos, pueden ser del orden de los 1500-2000 C° (Ayora et al., 1981). La paragénesis mineral muestra una zonación desde Sb en la zona lejana, Bi-Sb en la zona media y As en la zona próxima al granito (Ayora et al., 1981).

Las mineralizaciones explotadas corresponden en su mayoría a yacimientos filonianos que han sido remobilizados y reconcentrados en zonas de fracturas y cabalgamientos posteriores (Ayora y Casas, 1986).

También se explotaron, en menor proporción, mineralizaciones ferruginosas secundarias cuya asociación mineral corresponde a pirita, goethita, hematites, calcita, siderita, cuarzo, y presencia de arsenopirita y calcopirita. Estos yacimientos fueron explotados en Batet (Collet de Can Segura y les Ferreres), en Bruguera (Conivella) y en Pardines (els Sargantalls).

Finalmente existen mineralizaciones de Cu de poca importancia que no llegaron a explotarse, localizadas en los conglomerados y areniscas de la base del Pérmico.

Minería del carbón

Los yacimientos de carbón se sitúan intercalados en los materiales del Estefaniense (?) en la localidad de Surroca-Ogassa en la parte central de la Hoja. Se explotaban 4 niveles principales de carbones de buena calidad (7000 Kcal/Kg y 8% de cenizas). La explotación de las minas empezó en el año 1855, explotándose más de 1 millón de toneladas de hulla y antracita hasta finales del siglo a un ritmo de 35000-40000 toneladas por año. Más tarde se explotó el carbón de baja calidad y las pizarras carbonosas para su aprovechamiento en las fabricas de cemento y de cal.

Minería y exploración del petróleo

La gran cantidad de indicios de hidrocarburos en la parte inferior de la Fm. de Armànçies junto con la buena calidad del afloramiento de esta formación en el flanco N del sinclinal de Ripoll fueron los que determinaron el gran desarrollo de la minería del petróleo en el Pirineo oriental, a partir del año 1912. Dos años más tarde había 5 concesiones para este tipo de minería. Las más importantes fueron la de Sant Joan de les Abadesses y Riutort. La mina de Sant Joan de les Abadesses tenía un rendimiento de 90 litros de aceite por tonelada de mineral. En Riutort (carretera de Guardiola de Berga a la Pobla de Lillet) había la segunda mina más importante, aún bien conservada. Se extrajeron unas 3400 toneladas de mineral. En general se calcula que las margas de la parte inferior de la Fm. de Armànçies podrían dar unos 20 litros de crudo por tonelada, siendo la ley económica en el año 1979 de 42 litros por tonelada.

La exploración petrolera profunda perforó el pozo de Vallfogona, situado en el flanco S del sinclinal de Ripoll al WSW del pueblo de Vallfogona. Este sondeo, de 907 m de profundidad, fue perforado en el año 1956 por PESA/SIPSA (Ohmio, 1987). Otros 2 pozos fueron perforados 10 años más tarde por SEPE (IGME, 1987), en la cuenca de antepaís, al W del pueblo de Ridaura, en el extremo SE de la Hoja: el Ridaura-1 y el Ridaura-2. El Ridaura-1 con 2345 m de profundidad alcanzó el basamento mientras que el Ridaura-2, con 2046 m de profundidad se paró en un potente paquete de calizas y dolomías atribuibles al Eoceno inferior-medio. Aunque uno de los pozos de Ridaura dio indicios de gas, los resultados fueron negativos en conjunto.

En el año 1988 fue perforado el sondeo de el Serrat-1, ubicado en el flanco N del sinclinal de Ripoll, entre los pueblos de Sant Joan de les Abadesses y Sant Pau de Seguries por Unión Texas España. El pozo con una profundidad superior a los 4000 m fue parado después de perforar un potente paquete evaporítico con resultados negativos.

6.1.2. Canteras.

Las explotaciones de áridos naturales son las más abundantes, la mayoría se sitúan en los aluviales del Ter, en las cercanías de Ripoll y de Sant Joan de les Abadesses. Las gravas y arenas del Ter destacan por su calidad con un elevado porcentaje de rocas ígneas, son muy limpias y tienen porcentajes de gravas y arenas muy similares.

También es de destacar la presencia de yesos en las formaciones Beuda y Vallfogona, con abundantes explotaciones a lo largo de su afloramiento, la mayoría abandonadas actualmente. Las de mayor interés son: la de Campdevànol, que dispone de grandes reservas, pero su explotación a cielo abierto es difícil dada la gran inclinación de las capas y la de Ripoll, de fácil extracción, pero con pocas reservas.

Las canteras de calizas y de margas, son muy abundantes, pero en la actualidad solo hay dos de activas, de las que se extraen margas calcáreas para cemento y los tramos calizos, como subproducto, para áridos de trituración.

Otras explotaciones corresponden a arcillas eocenas (Ripoll y la Vall de Bianya), que se usan para ladrillería, y areniscas eocenas (la Vall de Bianya) utilizadas como rocas de construcción.

6.2. HIDROGEOLOGÍA.

La superficie de la Hoja, abarca parte de las cuencas de los ríos Ter y Fluvià; siendo la del Ter, la que ocupa una mayor extensión. Desde la perspectiva hidrogeológica, los materiales que presentan un mayor interés son las calizas, las cuales constituyen acuíferos a lo largo de toda la serie estratigráfica. Las calizas cambro-ordovícicas tienen una importancia hidrogeológica mas bien escasa, pues corresponden a niveles calizos intercalados en pizarras y sedimentos arcillosos, y en general de poca extensión; tan solo adquieren una cierta entidad en el extremo NW de la Hoja, al N de Ribes de Freser. Las calizas devónicas constituyen un importante acuífero de gran extensión, que se encuentra dividido en dos unidades, separadas por un potente nivel de lutitas carboníferas; ambas unidades se sitúan dentro de la cuenca del Ter, drenando en su mayor parte hacia este río. Las calizas masivas garumnienses desarrollan un acuífero altamente fracturado y muy discontinuo, pero de gran interés hidrogeológico, con potencias que pueden llegar a sobrepasar los 200 m., debido a la superposición tectónica de varios niveles calizos.

En los materiales eocenos los acuíferos principales se localizan en las calizas de la Formación Coronas y en las de la Formación Cadí; el resto de materiales eocenos presentan un interés muy escaso, los únicos acuíferos corresponden a niveles de areniscas y calizas arenosas, poco potentes y de poca extensión, que localmente pueden presentar permeabilidades importantes por fisuración.

En la Formación Coronas el acuífero está formado por dos niveles calizos muy carstificados, separados por un importante tramo detrítico; la potencia de estas calizas disminuye hacia el este.

Las calizas de la Formación Cadí constituyen un acuífero intensamente fracturado y carstificado, de permeabilidad muy elevada, con potencias de hasta 500 m., a causa de la superposición tectónica de los paquetes calizos; una parte de este mismo acuífero, está constituida por calizas de la Formación Coronas, situadas al Sur y en contacto con las anteriores, no siempre conectadas; este conjunto, se sitúa en la cuenca del Fluvià.

Los aluviales del Ter y del Freser son depósitos poco potentes y de poca extensión, cuya importancia radica en estar conectados hidráulicamente con el río. En los alrededores de Olot destacan los acuíferos en coladas basálticas. Éstos se desarrollan en los materiales volcánicos de la región de Olot. Tienen un gran desarrollo en la cabecera del río Fluvià. En la vertical de Olot la potencia de las formaciones volcánicas (aluviales y lacustres interestratificadas), llegan a los 150 metros de espesor. Sus recursos útiles se calculan en unos 10 Hm² y su transmisividad en los acuíferos cautivos es de unos 9.000 m²/día. Todos los núcleos urbanos e industriales de la zona se abastecen de estos acuíferos a través de numerosas captaciones.

7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO

El volcanismo de las tierras gerundenses constituyen la mejor región volcánica cuaternaria de la Península Ibérica. Tiene unos cuarenta edificios eruptivos generados por dinamismos estrombolianos e hidromagmáticos, con numerosas coladas de lavas basálticas.

Ya que se trata de un volcanismo reciente (la última datación es de 11.500 años) y la zona es de clima húmedo, el grado de conservación morfológica que presentan es muy remarcable. Por otro lado los depósitos cuaternarios asociados a las formaciones volcánicas de tipo fiuvio-lacustre y palustre, constituyen un registro sedimentario completo de más de 300.000 años, que presentan también un gran interés. Estas son las razones del excepcional valor científico, didáctico y pedagógico que ofrece esta región, por lo cual fue declarada, en el año 1982, Paraje Natural de Interés Nacional. Tres años más tarde la ley 12/1985 de Espacios Naturales de Catalunya, la reclasificó en Parque Natural, al mismo tiempo que calificaba de Reservas Naturales una veintena de conos volcánicos y una colada de lava viscosa.

Hay que destacar que, el Parque Natural de la Zona Volcánica de la Garrotxa, tiene la característica de haber sido declarado espacio de especial protección, principalmente, por sus valores geológicos, quedando en segundo plano los valores botánicos y paisajísticos.

Este Parque, recibe regularmente una gran afluencia de estudiantes, desde los niveles básicos hasta los universitarios, los cuales realizan salidas de prácticas sobre el terreno. En Olot, existe el «Casal dels Volcans», que actúa como centro de acogida de los visitantes, así mismo es donde se centralizan las investigaciones científicas. Dispone de una exposición permanente, publicaciones, itinerarios didácticos y servicio de guías.

8. BIBLIOGRAFÍA

- ABAD, A. (1988).- El Cámbrico inferior de Terrades (Girona). Estratigrafía, Facies y Paleontología. *Batalleria*, 2; 47-56.
- ABRIL HURTADO, J. (1972).- Estudio geológico del borde axial pirenaico entre Rocabruna y el Riutort (Gerona). *Bol. Geol. Minero*, 83(V); 457-496.
- ALMELA, A. y RIOS, J. M. (1943).- Contribución al conocimiento de la zona sub-pirenaica catalana. *Boletín I.G.M.E.*, 56; 391-451.
- ANADON, P., COLOMBO, F., ESTEBAN, M., MARZO, M., ROBLES, S., SANTANACH, P. y SOLE SUGRAÑES, L. (1979).- Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geol. Hispánica. Homenatge a Lluís Solé i Sabarís*. (14); 242-270.
- ASHAUER, H. (1943).- La terminación oriental de los Pirineos. Traducc. española por J.M. RÍOS en: *Publ. Alem. Geol. Esp.*, 2; 236-336.
- AYORA, C., CARDELLACH, E. y PHILLIPS, R. (1981).- Mineralisation from Vall de Ribes Area (Eastern Pyrenees, Spain). *Mineral. Deposita*, 16; 195-204.
- AYORA, C. y CASAS, J. M. (1986).- Strata-bound As-Au mineralization in pre-Caradocian rocks from the Vall de Ribes. Eastern Pyrenees, Spain. *Mineral. Deposita*, 21; 278-287.
- BETZLER, Ch. (1989).- The Upper Paleocene to Middle Eocene between the rio Segre and the rio Llobregat (eastern south Pyrenees): Facies, stratigraphy and structural evolution. *Geologie, Paläontologie, Stratigraphie. Tübinger*; (2); 1-113.
- BOERSMA, K. Th. (1973).- Devonian and Carboniferous conodont biostratigraphy, Central Spanish Pyrenees. *Leidse Geol. Mededelingen*, 49; 303-377.
- BRAIS, A.; ARMIJO, R.; WINTER, T.; TAPPONNIER, P. & HERBECQ, A. (1990).- Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees. *Annales Tectonicae*, IV (1):19-42.
- BRU, J. (1980).- Las precipitaciones anuales en la cuenca del rio Ter. *Notes de Geografia Fisica* 3, 9-21. Dpto. de Geografia. Univ. Barcelona.
- BUSQUETS, P. (1981).- Estratigrafia i sedimentologia del Terciari pre-pirinenc entre els rius Llobregat i Ter. Tesis doctoral. Univ. de Barcelona (inédito); 1-543
- CALDERON, S., CAZURRO, M., y FERNANDEZ, L. (1906).- Formaciones volcánicas de la provincia de Gerona. *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Natural.*, 5; 159-490.
- CARRERAS, J. y SANTANACH, P. (1983).- El Hercínico de los Pirineos. En: *Libro Jubilar J.M. Rios, ITGE. Geologia de España I*; 536-550.
- CASAS, J.M. y MUÑOZ, J. (1987).- Sequences of mesostructures related to the development of Alpine thrust in the Eastern Pyrenees. *Tectonophysics*,

- CASAS, A., TORNE, M. y BANDA, E. (1987).- Mapa Gravimètric de Catalunya. Escala 1/500.000 Servei Geològic de Catalunya. Institut Cartogràfic de Catalunya. (Barcelona). 1-135.
- CAVET, P. (1957).- Le Paleozoique de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre. Bull. Ser. Carte Geol. France; 55/254; 303-518.
- CIRES, J.; CASAS, J. M.; SANTAMACH, P.; MUÑOZ, J. A.; FLETA, J. y SERRAT, D. (1993).- Memoria de la Hoja de Molló. Mapa Geológico de España 1/50.000. I.T.G.E.
- CLAVELL, E. (1991).- Les conques Terciaries petrolíferes de Catalunya. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona (inédita).
- CLAVELL, E., DEFALQUE, G. y REGUANT, S. (1970).- La situación estratigráfica de la «margas de Bañolas». Acta Geol. Hispànica, 5(4); 94-96.
- CLAVELL, E., MARTINEZ, A. y VERGES, J. (1988).- Morfologia del basament del Pirineu oriental: evolució i relació amb els mantells de corriment. Acta Geol. Hispànica, 23(2); 129-140.
- COSTA, J. M. (1989).- Turbidites de Ripoll, relació amb llurs plataformes. Tesis Doctoral. Universitat Autònoma de Barcelona.
- DAIGNIERES, M., GALLART, J., BANDA, E. y HIRN, A. (1982).- Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenean Range. Earth and Planetary Science Letters, 57; 88-100.
- DOMINGO, F., MUÑOZ, J. A. y SANTANACH, P. (1988).- Estructures d'encavalcament en els materials del sòcol hercinià del massís de la Tosa d'Alp (Pirineu oriental). Acta Geol. Hispànica, 23(2); 141-153.
- DONVILLE, B. (1970).- Géologie néogène et âges des eruptions volcaniques de la Catalogne orientale. Thèse Univ. Paul Sabatier, Toulouse. 139 pp.
- DROBNE, K. (1977).- Alveolines paleógenes de la Slovenie et de l'Istrie. Mém. Suiss. Paleont. 99; 1-131.
- ELLIOT, D. y JOHNSON, M. R. W. (1980).- Structural evolution in the northern part of the Moine Thrust Belt, NW Scotland. Trans. R. Soc. Edinb.: Earth Sci., 71; 69-96.
- 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; 123-133.
- ESTEVEZ, A. (1973).- La vertiente meridional del Pirineu Catalán al norte del curso medio del rio Fluvià. Publi. Univ. de Granada; 1-519.

- FAURA I SANS, M. (1912).- Sobre dos nuevos yacimientos ordovícicos en los Bajos Pirineos (Nota preliminar). Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.; XII; 170-180.
- FEIST, M. et COLOMBO, F. (1983).- La limite Crétace-Tertiaire dans le NE de l'Espagne du point de vue des charofites. Colloque Sénonien, Géologie Méditerranéenne, tome X, (3-4); 303-326.
- FERRER, J. (1967).- Bioestratigrafia y micropaleontologia del Paleoceno y Eoceno del borde sud-oriental de la depresión del Ebro. Tesis doct. Univ. Barcelona.
- FERRER, J. (1971).- El Paleoceno y Eoceno del borde sur-oriental de la depresión del Ebro (Cataluña). Mem. Suisses Paléont., 90; 1-7.
- FLETA, J. (1986).- Aproximación a la Geomorfología en las Sierras de Conivella y Cavallera (Ripollés). Tesis de Llicenciatura (inedita). Fac. Ciencias. UB. Bellaterra. 170 pp., 6 mapas.
- FLETA, J. (1987).- Condicionantes geoambientales para un modelo de ordenación territorial de zonas de alta montaña (Ripollés, Gerona). III Reunión Geología Ambiental y Ordenación del Territorio, Vol. I, pp. 201-218. Valencia.
- FLETA, J., ESCUER, J., VERGES, J., PUJADAS, J. y MARTINEZ-RIUS, A. (1993).- Memoria de la Hoja de Figueras. Plan Magna a escala 1/50000. I.T.G.E.
- FONTBOTÉ, J. M. (1949).- Nuevos datos geológicos sobre la cuenca alta del Ter. An. Inst. Est. gerundenses, vol. IV; 129-185.
- FONTBOTE, J. M. (1962).- Informe interno BERGA PERMITS. Unión Explosivos Río Tínto. (Inédito).
- FONTBOTE, J. M.; COLOM, G. y LINARES, A. (1957).- Sobre la estratigrafia del Eoceno del Alto Llobregat. Curs. y Conf. Inst. Lucas Mallada. fasc. IV Reunión del Terciario, Sabadell.
- FONTSERE, E. y IGLESIES, J. (1971).- Recopilació de dades sísmiques de les terres catalanes entre 1100 i 1906. Fund. Salvador Vives Casajuana; 1-547.
- GALLART, J. (1981).- Estudi de l'estructura de la crosta i el mantell superior als Pirineus segons tècniques de perfils sísmics. Implicaciones geodinàmiques. Tesis doctoral. Univ. de Barcelona; 1-215.
- GALLART, J. (1982).- Aportación de la geofísica al conocimiento geodinámico de los Pirineos. Rev. de Geofísica, 38; 13-30.
- GALLART, J., OLIVERA, C., DAIGNIERES, M. y HIRN, A. (1982).- Quelques données récentes sur la relation entre fractures crustales et séismes dans les Pyrénées Orientales. Bull. Soc. géol. France, 7, 24 (2); 293-298.

- GICH, M. (1969).- Las unidades litoestratigráficas del Eoceno pre-pirenaico del Ripollés oriental (prov. de Gerona y Barcelona). *Acta Geol. Hispànica*, 4(1); 5-8.
- GICH, M., ROSELL, J., REGUANT, S. y CLAVELL, E. (1967).- Estratigrafía del Paleógeno en la zona de tránsito entre la Cordillera Prelitoral Catalana y el Prepirineo. *Acta Geol. Hispànica*, 3; 13-18.
- GIMENEZ, J. (1989).- Els materials deltaics i de plataforma del Cuisià inferior (Eocè inferior) de la conca sudpirenenca catalana. Sector de Bagà-Pobla de Lillet. Tesi de Llicenciatura. Univ. de Barcelona (inédito); 1-200.
- GIMENEZ, J. y VERGES, J. (1991).- Los pliegues de la Formación Coronas (Unidad Cadí): Origen tectónico versus origen sinsedimentario. Resúmenes I Congreso Español del Terciario.
- GISBERT, J. (1980).- Estudio geológico-petroológico del Estefano-Pérmico de la sierra del Cadí (Pirineo de Lérida). *Diagénesis y sedimentología*. Tesis Doctoral. Univ. Zaragoza; 1-314.
- GISBERT, J., GARCIA, S., GASCON, F., MARTI, S. y BROUTIN, J. (1983).- El Estefaniense, Pérmico y Triásico del Pirineo Catalan oriental. *Cartografía 1/25000, sedimentología, diagénesis y recursos de interés económico*. Servei Geològic de Catalunya. Informe
- GISBERT, J., MARTI, J. Y VAQUER, R. (1984).- El vulcanismo estefano-pérmico del Pirineo catalan. En: *Resúmenes y guías de campo del Seminario del vulcanismo antiguo del pirineo*. Publ. Facultad de Geología. Univ. de Barcelona.
- GOULA, X.; OLIVERA, C.; ESCUER, J.; FLETA, J. y RIERA, T. (1990).- The 1.427-28 earthquakes in Catalonia: Historical traces and geological context». *Excursion Guidebook. XXII General Assembly, E.S.C. W52*; 1-34.
- GUERIN, G., BENHAOU, G., y MALLARACH, J. M. (1985).- Un exemple de fusió parcial en medi continental: el volcanisme quaternari de Catalunya. *Rev. Vitrina*, 1; 19-26.
- GUERIN-DESJARDINS, B. y LATREILLE, M. (1962).- Estudio geológico de los Pirineos españoles entre los rios Segre y Llobregat (prov. de Lérida). *Bol. Geol. Min.*, 73; 329-371.
- HARTEVELT, J. J (1970).- *Geology of the upper Segre and Valira Valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain*. *Leidse Geol. Mededelingen*, 45; 167-236.
- HOTTINGER, L. (1960).- *Recherches sur les Alveolines du Paléogène et de l'Eocene*. *Mem. Suisses Paléont.*, 75-76; 1-243.
- HOTTINGER, L. (1977).- *Foraminiferos oprculiniformes*. *Mem. du Mus. Nat. Hist. Nat. Paris Sciences Terre*, 40: 1-159.
- I.G.M.E. (1987).- *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*. Instituto Geológico y Minero de España, 1-465.

- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974).- Mapa Tectónico de la Península Ibérica. Instituto Geológico y Minero de España, 113 pp.
- KAPPELLOS, C. et SCHAUB, H. (1975).- L'Ilerdien dans les Alpes, dans les Pyrénées et en Crimée. Correlation des zones à grans Foraminifères et à Nannoplancton. Bull. Soc. Géologue de France. 7, XVII; 148-161.
- KROMM, F. (1966).- La sedimentation eocene entre la zone pre-pyreneenne et la cordillere prelittorale catalane (prov. de Gerone et de Barcelone, Espagne). Actes Soc. Linn. Bordeaux, 103, ser.B(1); 1-3.
- KROMM, F. (1967).- Caractères géologiques principaux de la region d'Olot-Besalú (prov. de Gerone, Espagne). Actes Soc. Linn., 104, ser.B(17); 4-18.
- KROMM, F. (1968).- Stratigraphie comparée des formations éocènes du revers sud des Pyrénées et la Cordillère préltorale catalne (Province de Gerone et Barcelone-Espagne). Actes Soc. Linn. Bordeaux, 105, B,2:2-12.
- LAUMONIER, B. (1975).- Contribution à l'analyse structurale de la série de jujols sur le flanc sud du synclinal de Villefranche (Pyrénées orientales). Thèse 3 cycle, Paris VI, géol. struct.; 120 pp.
- LAUMONIER, B. (1988).- Sur l'âge Cambrien des grouges de Canaveilles et de jujols (Pyrénées Catalanes, Espagne). Abstract Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics. Barcelona, April 1988; 51-52.
- LAUMONIER, B. et GUITARD, G. (1986).- Le Paléozoïque inférieur de la moitié orientale de la zone axiale des Pyrénées. Essai de synthèse. C. R. Acad. Sci. Paris, 302 (II), 473-478.
- LIESA, M. (1988).- El metamorfisme del vessant sud del massís del Roc de Frausa (Pirineu Oriental). Tesis doctoral. Universidad de Barcelona.
- LIESA, M., VERGES, J., MARTINEZ-RIUS, A., ESCUER, J., PUJADAS, J., MUÑOZ, J., TOSQUELLA, J., SAMSO, J. M. y BARBERA, M. (1993).- Memoria de la Hoja de Maçanet de Cabrenys. Plan Magna a escala 1/50000. I.T.G.E.
- LUTERBACHER, H. P. (1969).- Remarques sur la position stratigraphique de la Formation de Ager (Pyrénées méridionales). Mém. Bureau Recherches géol. et Min., 69; 225-232.
- LYELL, C. (1842).- Principles of geology, vol 3: Volcanoes of Catalonia. Londres.
- LLOPIS, N. (1942).- Sobre la estructura de la Garrotxa y la estructura del borde Occidental del Ampurdà. Anales Univ. Barcelona; 213-246.
- LLOPIS LLADO, N. (1966).- Sobre hidrogeología cárstica del sistema Taga-Puig Estela: Valle del Ter (Gerona). Doc. Inv. Hidrol. (sup. de «Agua») nº 1, pp. 9-23. Barcelona.

- MALLARACH, J. M. (1982).- Carta geològica de la regió volcànica d'Olot. Litologia i Geomorfologia Escala 1:20.000. Ajunt. d'Olot.
- MALLARACH, J. M.; PEREZ, R. y ROURA, J.M. (1985).- Aportacions al coneixement del clima i la vegetació durant el Quaternari recent, NE de la Península Ibèrica. *Vitrina*, 1; 49-54.
- MALLARACH, J. M., y RIERA, M. (1981).- Els volcans olotins i el seu paisatge. Ed. Serpa. Barcelona.
- MARTI BONO, C.E.; SERRAT, D. y GONZALEZ, M.C. (1977).- Los fenómenos glaciares de la vertiente meridional de los Pirineos. Medio físico, regional y geográfico, V Col. Geografía, U. Granada pp. 68-73.
- MARTINEZ, A., VERGÉS, 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. Hispànica*, 23(2); 119-128.
- MARTINEZ, A., VERGES, J., CLAVELL, E. & KENNEDY, J. (1989).- Stratigraphic framework of the thrust geometry and structural inversion in the southeastern Pyrenees: La Garrotxa area. *Geodinamica Acta*, 3(3); 185-194.
- MARTINEZ, A., VERGÉS, J., FLETA, J., ESCUER, J., PUJADAS, J., TOSQUELLA, J., SAMSO, J. M., BARBERÀ, M., MUÑOZ, J y MALLARACH, J. M. (1993).- Memoria de la Hoja de Olot. Mapa Geológico de España 1/50.000. I.T.G.E.
- MASACHS, V. (1950).- Aportación a una revisión del vulcanismo gerundense. IGME, Libro Jubilar 1848-1849, t1. Madrid.
- MASRIERA, A. et 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, tome X (3-4); 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 de Berga-Vic). Caracterización de sus límites. *Geogaceta* (en prensa).
- MATO, E.; SAULA, E.; VERGES, J.; MARTINEZ-RIUS, A.; ESCUER, J. y BARBERA, M. (1993).- Memoria de la Hoja de Berga. Mapa Geológico de España 1/50.000. I.T.G.E.
- MENGEL, O. (1908).- Du Haut Vallespir à Olot, par l'haute Garrotxa. Itineraire géologique. Club Alpin Fran. Bull. Secc. Canigó; 226-232.
- MEY, P. H. W. (1967).- The geology of the upper Ribagorzana and Baliera Valleys, Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Mededelingen*, 41; 153-220.

- MEY, P. H. W., NAGTEGAAL, P. J. C., ROBERTI, K. J. & HARTEVELT, J. J. (1968).- Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Mededelingen*, 41; 221-228.
- MUÑOZ, J. A. (1985).- Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la zona axial del Pirineu oriental. Tesi doctoral. Univ. de Barcelona (inédita), 1-305.
- MUÑOZ, J. A., MARTINEZ, A. & VERGES, J. (1986).- Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 8(3/4); 399-405.
- MUÑOZ, J. y SÀBAT, F. (1982).- El Paleozoic prehercinià de la Serra Cavallera (Ripollès). *Rev. Inst. Invest. Geol. Diputación Provincial. Univ. Barcelona*, 35; 43-59.
- MUÑOZ, J. A., SABAT, F. et SANTANACH, P. (1983).- Cisaillememnt alpins et hercyniens dans la versant meridional de la zone axial des Pyrénées entre le Freser et le Ter. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 296; 1453-1458.
- MUTTI, E., REMACHA, E., SGAVETTI, M., ROSELL, J., VALLONI, R. y ZAMORANO, M. (1985).- Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Hecho group Turbidite Systems, South-Central Pyrenees. *Exc. Guide-book 6th European Regional Meeting. Lerida, Spain.*
- OLIVERA, C., GALLART, J., GOULA, X. & BANDA, E. (1986).- Recent activity and seismotectonics of the eastern Pyrenees. *Tectonophysics*, 129; 367-380.
- OLIVERA, C., RIERA, A. y ROCA, A. (1990).- Study of the 1427 Earthquakes in Catalonia. *XXII General Assembly European Seismological Commission WS2*, pp. 115.
- 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.*
- ORTI, F. y ROSELL, L. (1990).- La sedimentación evaporítica del Luteciense marino en la Cuenca Surpirenaica Catalana. In: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas y de la zona de Levante: Nuevas aportaciones y guía de superficie.* (Ed. Ortí y Salvany); 81-88.
- OVTRACHT, A. (1960).- *Paleogeographie du massif primaire de Mouthoumet.* *C. R. 21 Int. Geol. Congr. Copenhague*, 12; 56-64.
- PALLI, L. (1972). *Estratigrafia del Paleógeno del Empordà y zonas limítrofes.* *Publ. de Geología*, 1. Univ. Autón. de Barcelona.
- PALLI, L. Y LLOMPART, C. (1981) *Geología del Montgrí (Girona).* *Publicacions de l'Institut d'Estudis del Baix Empordà*, 1; 209-267.

- PLAZIAT, J. C. (1973).- Principales étapes de la paléogéographie dans le domaine péripyrénéen, au cours de l'Éocène inférieur et moyen. Extr. Vol. Rés. Comm. Réunion Ann. Sc. de la Terre. Paris; 1-342.
- PLAZIAT, J. C. (1975).- L'Ilerdien a l'intérieur du Paléogène languedocien; ses relations avec le Sparnacien, l'Ilerdien sud-pyrénéen. l'Yprésien et le Paléocène. Bull. Soc. géol. France, (7); 168-182.
- PUIGDEFABREGAS, C. & SOLER, M. (1980).- Cardona Permits. The Eocene. Informe interno de Unión Explosivos Rio Tinto (inédito).
- PUIGDEFABREGAS, C., MUÑOZ, J. A. & MARZO, M. (1986).- Thrust belt development in the Eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. In: Foreland basins (Ed. by P Allen & P. Homewood). Spec. Publ. Int. Ass. Sedim., 8, 229-246.
- PUJADAS, J. (1990).- Tectónica i sedimentació a les unitats de l'Empordà (Biure, Pirineu oriental). Tesis de Licenciatura. Univ. de Barcelona, inédito; 1-73.
- PUJADAS, J., CASAS, J. M., MUÑOZ, J. A. & SABAT, F. (1989).- Thrust tectonics and Paleogene syntectonic sedimentation in the Empordà area, southeastern Pyrenees. Geodinamica Acta, 3(3); 195-206.
- REGUANT, S. (1967).- El Eoceno marino de Vic (Barcelona). Mem. Inst. Geol. Min. Esp., 68; 1-350.
- REY, P. et SOUQUET, P. (1974).- Les synclinaux du lambeau de Baulou (Ariège): témoins d'une couverture garumnieuse discordante sur la zone nord-pyrénéenne. C. R. Ac. Sc. Paris, 279, série D; 1147-1149.
- RIBA, O., REGUANT, S. y VILLENA, J. (1983).- Ensayo de síntesis estratigáfica y evolutiva de la Cuenca terciaria del Ebro. Libro Jub. J.M. Ríos TII; 131-157.
- RIOS, J. M., ALMELA, A. y GARRIDO, J. (1943).- Contribución al conocimiento de la zona subpirenaica catalana. 1a Parte: Observaciones geológicas sobre el borde sur de los Pirineos Orientales. Bol. Inst. Geol. Min. España, t. LVI; 337-389.
- RIOS, J. M. y MASACHS, V. (1953).- Memoria explicativa y mapa geológico de España. 1/50.000 Hoja núm. 295, Bañolas, IGME.
- ROBERT, J. F. (1980).- Etude géologique et métallogénique du Vall de Ribas sur le versant espagnol des Pyrénées Catalanes. Thèse Université Franche-Comté. Besançon; 1-294.
- ROSELL, J. y GICH, M. (1971).- Nota preliminar sobre las turbiditas eocenas de los alrededores de Ripoll (prov. de Gerona). Acta Geol. Hispànica, 6(2); 33-35.

- ROSELL, J., FERRER, J. y LUTERBACHER, H. (1973).- El Paleógeno marino del Noroeste de España. XIII Col. Europeo de Micropaleontología. España, 29 17 (61) 49.
- SÀBAT, F. (1982).- Estructura geològica de Serra Cavallera (Ripollès). Tesi de Llicenciatura; 182 pp.
- SAMSO, J. M. (1989).- Estudio estratigráfico, bioestratigráfico y sedimentológico del Ilerdiense de la Cuenca Surpirenaica al Este de la falla del Segre. Informe para Síntesis Pirineo. ITGE (inédito).
- SAN MIGUEL, M. y MARCET RIBA, J. (1926).- Región volcánica de Olot. Guía de la excursión C-4 del 14º Con.Intern Geología. Madrid.
- SAN MIGUEL, M. y SOLE SABARIS, L. (1933).- Geología del Massís del Montgrí. Butll. Inst. Cat. Hist. Nat., 33; 129-145.
- SANTAMARIA, J. (1983).- Estratigrafia y facies de la formación Armàncies entre los rios Freser y Arija (Prov. Gerona). Tesis de Licenciatura. Universitat Autònoma de Barcelona.
- SANTANACH, P. (1972).- Estudio tectónico del Paleozoico inferior del Pirineo entre la Cerdanya y el rio Ter. Tesis Doctoral. Univ. de Barcelona (no publ.).
- SANTANACH, P. (1974).- Estudi tectònic del Paleozoic inferior del Pirineu entre la Cerdanya i el riu Ter. Tesi doctoral, 119 pp. Fundació Salvador Vives. Barcelona.
- SANTIESTEBAN, C. (1977).- Estudio ambiental de la cuenca Eocena Prepirenaica entre Olot y Ripoll (Provincia de Gerona). Tesis de Licenciatura. Universitat Autònoma de Barcelona.
- SANTIESTEBAN, C. y TABERNER, C. (1979).- Facies y control tectónico de la cuenca eocena subpirenaica catalana. Acta Geol. Hispànica, 14; 237-241.
- SAULA, E., MATO, E., BARNOLAS, A., ESCUER, J. y BARBERA, M. (1993).- Memoria de la Hoja de Manlleu. Plan Magna a escala 1/50000. I.T.G.E.
- SCHAUB, H. (1973).- La sección de Campo (Prov. Huesca). XIIIº Coloquio Europeo de Micropaleontología; 151-171.
- SCHAUB, H. (1981).- Nummulites et Assilines de la Téthys Paleogène. Taxinomie, phylogénese et biostratigraphie. Mem. Swiss. Paleont. 104-106: 1-236.
- SEGURET, M. (1972).- Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrenees. Pub. USTELA, ser. Geol. Struct. n.2, Montpellier; 1-155.
- SERRA-KIEL, J. (1984).- Estudi del Mummulites del grup de *N. perforatus* (Montfort). Treballs de la Institució Catalana d'Història Natural, 11; 244pp.

- SERRAT, D. (1983).- Evolución morfológica durante el Cuaternario. Libro Jubilar J.M. Ríos, Geología de España, t. II, pp. 608-610.
- SOLE SABARIS, LL. (1933).- La geología dels voltants de Figueres i la tectònica de l'Empordà. Butll. Inst. Cat. Hist. Nat., 33; 250-257.
- SOLE SABARIS LL. (1958).- El Eoceno del Alto Valle del Ter (Ex. a Olot Nuria y Puigcerdà). Guia III Congreso Inst. Est. Pirenaicos; 7-9.
- SOLE SABARIS, LL. (1984).- El socialista utòpic Maclure i la descoberta del volcanisme Olotí. Rev. Girona; 87-92.
- SOLE SUGRAÑES, LL. (1970).- Estudio Geológico del Prepirineo entre los rios Segre y Llobregat. Tesis doctoral. Univ. Barcelona.
- SOLE SUGRAÑES, LL. 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 :1-6.
- SOLE SUGRAÑES, LL. y MASCAREÑAS, P. (1970).- Sobre las formaciones Ager y Bagà, del Eoceno del Cadí (Prepirineo oriental) y de unos pretendidos olistolitos del mismo. Acta geol. Hisp., V, 4: 97-101.
- TORNE, M., CASAS, A. y BANDA, E. (1988).- Cartografía geofísica en Cataluña. II: El mapa gravimétrico. Rev. Soc. Geol. España, 1(1-2); 81-87
- TOSQUELLA, J. (1989).- Estudio estratigráfico, bioestratigráfico y sedimentológico del Cuisiense de la Cuenca Surpirenaica al Este de la falla del Segre. Informe para Síntesis Pirineo. ITGE (inédito).
- TOURNON, J. (1968).- Le volcanisme de la province de Gerone (Espagne). Étude des basalts quaternaires et de leurs enclaves. Tesis doc. Univ. Paris VI; 1-9.
- TROUW, R. A. J. Internal Report Geol. Min. Inst. Leiden.
- ULLASTRE, J. y MASRIERA, A. (1983).- Le passage Crétacé-Tertiaire dans les régions sud-pyrénéennes de la Catalogne: données nouvelles. Géol. Méditerranéenne, t.10; 277-281.
- VAN EECKHOUT, J. (1990).- Estratigrafía y sedimentología de la Formación de Vallfogona entre los ríos Llobregat y Ter. Tesis de Licenciatura. Univ. de Barcelona; 1-120.
- VERGELY, P. (1970).- Etude tectonique des structures pyrénéennes du versant sud des Pyrénées orientales entre le rio Llobregat et le rio Ter (Prov. de Barcelone et de Gerone, Espagne). Thèse 3ème Cycle. Fac. Sc. Montpellier; 60 pp.

- 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); 95-106.
- VERGES, J., MARTINEZ-RIUS, A., FLETA, J., PUJADAS, J., TOSQUELLA, J., SAMSO, J. M., SANZ, J., MUÑOZ, J. y BARBERA, M. (1993).- Memoria de la Hoja de la Poble de Lillet. Plan Magna a escala 1/50000. I.T.G.E.
- VERGES, J., MUÑOZ, J. y MARTINEZ, A. (1992).- South Pyrenean fold-and-thrust belt: Role of foreland evaporitic levels in thrust geometry. In: *Thrust Tectonics* (K. McClay Ed.). Unwin Hyman;
- VIDAL, L. M. (1871).- Datos para el conocimiento del terreno Garumniense de Catalunya. *Bol. Com. Map. Geol. Esp.*, t. I; 209-247.
- VITRAC, A. ET ALLEGRE, C. J. (1975).- A study of the formation and history of a piece of continental crust by 87 Rb-87 Sr method: the case of the French oriental Pyrenees. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50; 257-285.
- ZEYEN, H. J. y BANDA, E. (1988).- Cartografía geofísica en Cataluña. I: El mapa aeromagnético. *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (1-2); 73-79.



SECRETARIA GENERAL DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA