



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

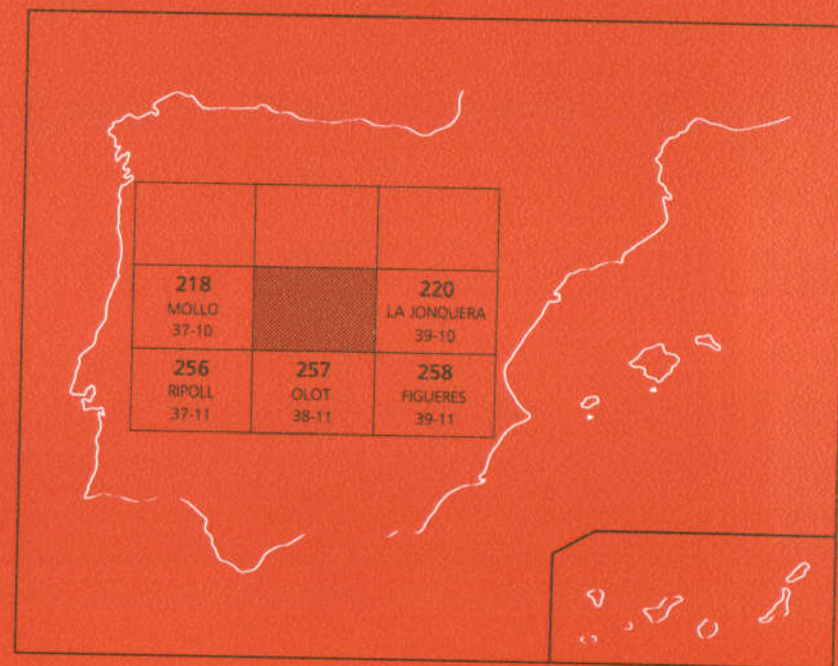
219

38-10

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



MAÇANET DE CABRENYS



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

R

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

MAÇANET DE CABRENYS

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

M. Liesa (Univ. de Barcelona) en los materiales paleozoicos.

A. Martínez-Rius (SGC), J. Vergés (SGC) y J. Pujadas (Univ. de Barcelona) en los materiales mesozoicos y eocénicos.

F. Sàbat (Univ. de Barcelona) en el manto de Bac Grillera.

J. Escuer (SGC) en los materiales neógenos y cuaternarios, y en la Geomorfología.

Memoria:

M. Liesa (Univ. de Barcelona), J. Vergés (SGC), A. Martínez-Rius (SGC), J. Escuer (SGC), J. Pujadas (Univ. de Barcelona), J. A. Muñoz (SGC), J. Tosquella (Univ. de Barcelona), J. M. Sam-só (Univ. de Barcelona) y M. Barberà (SGC).

Con la colaboración de:

E. Vicens (Univ. Autònoma de Barcelona), E. Caus (Univ. Autònoma de Barcelona), C. Puigdefàbregas (SGC), C. Pascual (SGC), E. Clavell (Unión Texas), y J. Cirés (SGC).

Jefe de Proyecto: J. A. Muñoz (SGC).

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

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

Depósito legal: M. 34.699-1994
ISBN: 84-7840-191-1
NIPO: 241-94-008-2

Fotocomposición: AM Alcázar
Impresión: Máster Gráfico, S. A.

INDICE

	<i>Páginas</i>
0. INTRODUCCION	7
0.1. Descripción general de los Pirineos.....	7
0.2. Historia del conocimiento del Pirineo meridional oriental	9
0.3. Introducción a la Hoja de Maçanet	9
1. ESTRATIGRAFIA.....	10
1.1. Paleozoico.....	10
1.1.1. Cambro-Ordovícico (10, 11, 12, 13 y 14).....	10
1.1.2. Ordovícico superior (15).....	11
1.2. Mesozoico	12
1.2.1. Introducción	12
1.2.2. Triásico superior.....	12
1.2.2.1. Noriense en facies Keuper (16)	12
1.2.2.2. Alternancia de dolomías y margas del Retiense (17).....	12
1.2.3. Jurásico-Liásico	12
1.2.3.1. Calizas, dolomías y brechas del Hettangiense (18, 19 y 20).....	12
1.2.3.2. Calizas del Sinemuriense (21).....	13
1.2.4. Cretácico superior.....	13
1.2.4.1. Microconglomerados, areniscas, calizas, limolitas y margas (22).....	13
1.2.4.2. Calizas y calcarenitas con Rudistas (23).....	13
1.2.4.3. Microconglomerados, areniscas, calcarenitas, margas y limolitas (24).....	14
1.2.4.4. Análisis secuencial	14
1.2.4.5. Garumniense (25, 26 y 27)	14
1.3. Cenozoico.....	16
1.3.1. Eoceno	16

	<i>Páginas</i>
1.3.1.1. Formación del Cadí (28).....	17
1.3.1.2. Facies de transición (29 y 30).....	17
1.3.1.3. Formación de Sagnari (29 y 31).....	18
1.3.1.4. Formación de Coronos (32 y 33).....	19
1.3.2. Interpretación ambiental y análisis secuencial de los materiales eocenos del Pirineo oriental.....	19
1.3.2.1. Introducción.....	19
1.3.2.2. Secuencia deposicional de Cadí.....	20
1.3.2.3. Secuencia deposicional de Coronos.....	23
1.4. Cuaternario.....	23
1.4.1. Depósitos aluviales.....	24
1.4.2. Mantos de alteración.....	24
1.4.3. Canchales.....	24
1.4.4. Acumulaciones de bloques.....	24
2. TECTONICA.....	24
2.1. Introducción.....	24
2.2. Tectónica hercínica.....	25
2.2.1. Estructura de los materiales paleozoicos.....	25
2.2.1.1. La estructura hercínica.....	25
2.2.1.2. La estructura tardía y alpina.....	26
2.3. Tectónica alpina.....	29
2.3.1. Manto de Costoja.....	29
2.3.2. Manto de Bac Grillera.....	29
2.3.2.1. Introducción.....	29
2.3.2.2. Descripción de las distintas láminas cabalgantes de Bac Grillera.....	30
2.3.2.3. Interpretación de Bac Grillera.....	30
2.3.2.4. Acortamiento y restitución de las diferentes láminas de Bac Grillera.....	31
2.3.3. Manto del Cadí.....	33
2.3.3.1. Sinclinal de Darnius.....	34
2.3.4. Estructura general (corte geológico N-S).....	34
2.3.5. Geometría del sistema de cabalgamientos.....	35
2.3.6. Estructura de la corteza.....	37
3. GEOMORFOLOGIA.....	37
4. PETROLOGIA.....	39
4.1. Petrología ígnea.....	39
4.1.1. Rocas ígneas pre-hercínicas.....	39
4.1.2. Rocas ígneas hercínicas.....	40
4.1.2.1. Tonalita con biotita y hornblenda (2).....	41

	<i>Páginas</i>
4.1.2.2. Granodiorita biotítico-hornbléndica (3)	43
4.1.2.3. Pórfido granítico (6)	45
4.1.2.4. Granito de megacristales (4) y granito biotítico hetero- granular (5)	47
4.1.2.5. Leucogranito (7)	49
4.1.2.6. Aplitas y pegmatitas	50
4.2. Metamorfismo-petrología metamórfica	50
4.2.1. Metamorfismo regional	50
4.2.1.1. Anfibolitas	51
4.2.1.2. Mármoles	52
4.2.1.3. Rocas calcosilicatadas	52
4.2.1.4. Esquistos cuarzo-feldespáticos (Gneises granulé).....	52
4.2.1.5. Gneises (1).....	52
4.2.2. Metamorfismo de contacto.....	53
5. HISTORIA GEOLOGICA	54
5.1. Paleozoico.....	54
5.2. Mesozoico	55
5.3. Ilerdiense	56
5.4. Cuisiense	56
5.5. Cuaternario.....	57
6. GEOLOGIA ECONOMICA.....	57
6.1. Minería y Canteras.....	57
6.1.1. Minería.....	57
6.1.1.1. Mineralizaciones de Pb y Ba.....	58
6.1.1.2. Mineralizaciones de As	58
6.1.1.3. Minería del carbón.....	59
6.1.2. Canteras	59
6.2. Hidrogeología.	59
6.2.1. Rocas graníticas y sedimentos cambro-ordovícicos.....	59
6.2.2. Mesozoico alóctono.....	59
6.2.3. Sedimentos eocenos	60
6.3. Geotermia.....	60
7. BIBLIOGRAFIA	60

0. INTRODUCCION

0.1. DESCRIPCION 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 sur y la depresión de Aquitania al norte, 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 (Fig. 1). La parte meridional de los Pirineos está separada, de oeste a este, 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 los Pirineos está formada por un sistema de cabalgamientos (tectónica plicular) que limitan diferentes mantos de corrimiento.

En la parte central y oriental de los Pirineos meridionales, 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).

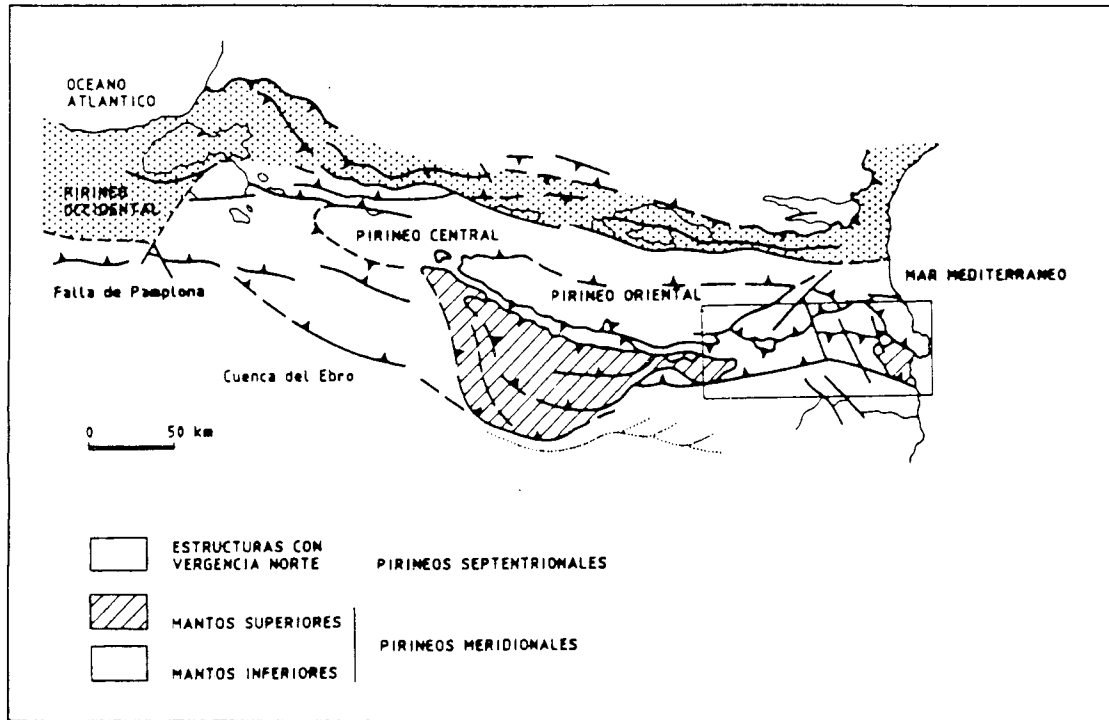


Figura 1. Mapa estructural esquemático con las grandes unidades tectónicas del Pirineo (Muñoz *et al.*, 1983), y situación del esquema tectónico del Pirineo Oriental.

0.2. HISTORIA DEL CONOCIMIENTO DEL PIRINEO MERIDIONAL ORIENTAL

Las descripciones más antiguas de las unidades autóctonas 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 Grillera 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 autóctono por Séguret (1972).

El estudio de las unidades autóctonas aflorantes en la presente Hoja de Maçanet de Cabrenys fue realizado por Casteras y Auriol (1958), que describieron la cuenca mesozoica de Amèlia dels Banys y la unidad de Costaja, ambas en Francia. La unidad de Bac Grillera fue estudiada por Estévez (1973) desde el punto de vista estratigráfico y tectónico. Más modernamente se ha realizado un estudio paleontológico de las faunas cretácicas de los materiales aflorantes en esta unidad (Vicens, 1984; Caus y Vicens, 1984).

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.

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.*, 1984; 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 (Union Texas España Inc. 1988) situado en el flanco norte 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).

0.3. INTRODUCCION A LA HOJA DE MAÇANET

En la Hoja de Maçanet de Cabrenys afloran materiales paleozoicos, mesozoicos y cenozoicos, distribuidos en diferentes unidades tectónicas. Los materiales mesozoicos afloran en los mantos de corrimiento de Bac Grillera y Costoja (este último en Francia) englobados dentro del conjunto de mantos superiores del Pirineo. Los materiales paleozoicos soportan discordantemente a los materiales del Cretácico superior, Paleoceno y Eoceno y forman parte del manto del Cadí, considerado como perteneciente a los mantos inferiores del Pirineo (ver esquema tectónico).

La cartografía geológica de la Hoja se ha realizado con un criterio litológico. Dentro del Paleozoico, los granitoides han sido separados en diferentes unidades cuando su composición así lo permitía. Tanto en los materiales mesozoicos como en los terciarios se han utilizado las

formaciones ya definidas. Se ha levantado columnas de detalle de todas las unidades diferenciadas y se ha realizado un estudio paleontológico de los materiales eocenos representados en la Hoja.

Aunque los materiales eocenos están poco representados en la Hoja se ha efectuado un análisis de secuencias deposicionales para estos.

El estudio tectónico ha sido detallado y ha permitido un seguimiento de las estructuras y una completa interpretación estructural.

Al mismo tiempo, el ámbito del trabajo realizado ha sido regional, mucho más extenso que el representado por la Hoja. Esto ha permitido abordar los problemas planteados con una visión más amplia y continua. No hay que olvidar, sin embargo, que la sedimentación eocena se efectuó sincrónicamente con la tectónica y que cualquier interpretación del conjunto ha de tener en cuenta ambos fenómenos. Esta cuestión está presente en toda la memoria y especialmente desarrollado en la evolución geodinámica (ver capítulo de historia geológica).

1. ESTRATIGRAFIA

Los materiales que afloran en la Hoja pueden separarse en dos grandes grupos: materiales del zócalo y materiales de la cobertera. Los materiales del zócalo comprenden rocas pre-hercínicas intruidas por granitos.

La cobertera está formada por diferentes mantos cabalgantes, los más superiores constituidos por materiales mesozoicos y los más inferiores por sedimentos paleógenos.

1.1. PALEOZOICO

1.1.1. **Cambro-Ordovícico (10, 11, 12, 13 y 14)**

Los materiales Cambro-Ordovícicos de la Hoja de Maçanet de Cabrenys se encuentran situados en el sector noreste, formando parte del Macizo del Roc de Frausa y ocupando estrechas franjas entre los gneises del Roc de Frausa (1) y los granitoides intrusivos hercínicos (2) y (3) - ver capítulo de petrología-. La serie estratigráfica observada es muy similar a la descrita en otros puntos del Pirineo Oriental: Guitard (1970), Perrin y Guy (1985), en el Macizo del Canigó; Chevalier (1975) en Batère; Robert (1980), Ayora (1980); Ayora y Casas (1986) en el valle de Ribes; Santanach (1974) en el Ripollés. Fue definida por Cavet (1957) en la vertiente norte del macizo del Canigó. Este autor dividió la parte más baja del Paleozoico en dos unidades estratigráficas principales: la serie de Canavelles, discordante por encima de los gneises del Canigó y la serie de Jujols, concordante y por encima de la serie de Canavelles. Ambas series son azoicas en todo el Pirineo y se sitúan por debajo del Caradoc, primer nivel datado del Paleozoico. Por este motivo algunos autores designan a esta serie como infracaradociana (Carreras y Santanach, 1983).

Cabe destacar la controversia existente sobre la discordancia descrita por Cavet (1957) entre los gneises y la serie de Canavelles. La aceptación de dicha discordancia ha llevado a diversos autores (Autran *et al.*, 1966, Autran y Guitard, 1969, Guitard, 1970, Geysant *et al.*, 1978) a considerar los gneises como un zócalo precámbrico (Cadomiense). Otros autores (Jäger y Zwart, 1968, Zwart, 1979, Sebastián, 1981, Liesa, 1988) interpretan que los gneises no constituyen un zócalo sino que derivan de materiales intrusivos de edad cámbrica u ordovícica.

Recientemente, Laumonier y Guitard (1986) y Laumonier (1988) han efectuado una revisión de la estratigrafía del Paleozoico inferior del Pirineo y han propuesto rectificar los términos de serie de Canavelles y serie de Jujols por los de grupo de Canavelles y grupo de Jujols. Asimismo, dichos autores han subdividido la serie de Canavelles en tres formaciones, de base a techo la formación de Canavelles, la formación de Cabrils y la formación de Évol. Asimismo, Laumonier (1988), en base a comparaciones regionales ha atribuido una edad cámbrica inferior a los materiales del grupo de Canavelles y cámbrica media a superior para los del grupo de Jujols.

De entre todas estas formaciones incluidas en el Cambro-Ordovícico del Pirineo en la Hoja de Maçanet de Cabrenys sólo aflora la formación de Canavelles, la cual será descrita a continuación.

La formación de Canavelles está constituida mayoritariamente por esquistos pelítico-grauváquicos (10) entre los cuales se intercalan niveles, en general poco continuos, de otras litologías. En la parte inferior abundan los niveles de mármoles dolomíticos (13) de grosor variable (desde niveles centimétricos hasta decamétricos). Generalmente asociados a los mármoles, en su parte inferior o superior se encuentran niveles centimétricos de rocas calcosilicatadas. Las anfibolitas (12) constituyen niveles centimétricos a, localmente, métricos. Tienen grano muy fino y presentan color negro muy intenso. Cuando la medida de grano es mayor destacan pequeños cristales de plagioclasa y piroxeno envueltos por la foliación regional. El carácter pre-esquistoso de estos cristales y la naturaleza ígnea del piroxeno relicto, augita, indica su procedencia ortoderivada (Liesa, 1988). Otros niveles que han sido interpretados como ortoderivados por diversos autores (Guitard y Lafitte, 1956; Autran y Guitard, 1969; Guitard, 1970; Ayora y Casas, 1986; Liesa, 1988) son los gneiss granulé (14). Se trata de intercalaciones de grosor variable (entre 50 y 100 cm) de esquistos con cristales milimétricos de plagioclasa envueltos por una matriz cuarzo-feldespática. Estos pequeños ocelos de plagioclasa dan a la roca textura gnéisica, razón por la cual se denominan gneiss granulé. Las cuarcitas forman niveles muy delgados (entre 5 y 10 cm) aunque excepcionalmente pueden tener grosor métrico. Son cuarcitas blancas, muy puras o bien pueden presentar una fina laminación con pasadas más oscuras.

1.1.2. Ordovícico superior (15)

En el sector occidental de la Hoja afloran microconglomerados y areniscas formando una serie de secuencias granodecrecientes con una potencia métrica a decamétrica con predominancia de areniscas. 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, en la Hoja de Ripoll.

1.2. MESOZOICO

1.2.1. Introducción

Debido a la complejidad estructural interna de las unidades alóctonas de Bac Grillera y Costoja, constituídas por materiales mesozoicos, es muy difícil reconstruir una columna estratigráfica con validez para todas las láminas. La descripción de los materiales se realizará de acuerdo con los epígrafes representados en el mapa geológico, incluyendo en la descripción y siempre que sea posible la distribución de los materiales y las diferentes potencias que muestran en cada lámina.

1.2.2. Triásico superior

1.2.2.1. *Noriense en facies Keuper (16)*

Estos materiales sólo afloran en la unidad de Bac Grillera y constituyen los materiales más inferiores de la serie mesozoica aflorante.

Están formados por margas abigarradas con cristales de cuarzo y yesos localmente. Hacia el techo aparecen intercalaciones de margocalizas dolomíticas, algunas veces carnioloides. La potencia del Keuper es difícil de precisar debido a que dicho nivel ha funcionado como nivel de despegue de la unidad de Bac Grillera. De todas maneras, en algunos puntos llega a tener 150 m de potencia.

1.2.2.2. *Alternancia de dolomías y margas del Retiense (17)*

Constituido por una alternancia de dolomías más o menos arcillosas de aspecto tableado. Este nivel ha sido diferenciado por sus características litológicas y por su posición entre las margas del Keuper y las calizas masivas de Lías. Intercaladas entre las dolomías aparecen pequeños niveles de calizas oolíticas que contienen los siguientes foraminíferos: *Frondiculera* cf. *woodwardi*; *Glomospira* sp.; *Aulotortus* sp., y uniseriados (Estévez, 1973). Las dataciones efectuadas mediante micropaleontología y palinología han permitido atribuir este nivel al Retiense (Vachard et al., 1990).

La potencia del tramo es siempre inferior a los 60 m y se encuentra muy deformado debido a su posición estructural proxima al Keuper y a sus características litológicas aptas para funcionar como despegue.

1.2.3. Jurásico - Liásico

1.2.3.1. *Calizas, dolomías y brechas del Hettangiense (18, 19 y 20)*

La parte inferior del tramo está compuesto por un paquete masivo de calizas recristalizadas y dolomitizadas localmente con una potencia de 20-30 m cartografiado con el epígrafe (18). Le siguen niveles intercalados de dolomías y calizas dolomitizadas, con una potencia de 40 m (19) y en la parte superior aparece un paquete masivo y potente de brechas de calizas y dolomías

(20), con un espesor que puede llegar a los 100 m. Estas brechas están formadas por grandes bloques que pueden tener hasta 10 m de diámetro. En estos bloques se ha encontrado fauna del Lías (Estévez, 1968 y 1973).

1.2.3.2. Calizas del Sinemuriense (21)

Encima de los niveles descritos aflora un nivel de calizas con fauna del tipo *Pentacrinus scalaris*, *Terebrátula* sp.; *Rhynconella* del grupo *tetraedra*; *Liogriphea* y pectínidos (Estévez, 1973). Este nivel aunque ha sido atribuido al Dogger (Vachard *et al.*, 1990), aunque de forma imprecisa.

La potencia total del Lías representado en la unidad de Bac Grillera varía de lámina a lámina, desde los 65 m en la lámina de La Trilla hasta los 220 m de la lámina del Castell de Bac Grillera.

1.2.4. Cretácico superior

El Cretácico superior está discordante encima de diferentes materiales del Jurásico infrayacente. Describiremos a continuación la serie del Cretácico superior aflorante en la lámina de La Trilla, estudiada por Vicens (1984). En la cartografía geológica se han representado las diferentes litologías aflorantes, las cuales no corresponden a los límites de los pisos del Cretácico superior.

1.2.4.1. Microconglomerados, areniscas, calizas, limolitas y margas (22)

La base de la serie cretácica está constituida por una alternancia de conglomerados rojos y areniscas ocreas con matriz limosa. Hacia la parte superior afloran niveles de calizas detríticas con bivalvos y corales. A este primer conjunto de materiales, Vicens (1984) lo llama Microconglomerados y areniscas de la base. La potencia del tramo es inferior a los 24 m.

Encima de los materiales descritos, aflora una alternancia de limolitas y margas grises, llamadas de Carbonils, con ostreidos, pectínidos, braquiópodos y corales. En la parte media además hay equínidos, briozoos y esponjas, mientras que en la parte superior hay rudistas. La potencia máxima es de 98 m.

La fauna suministrada por estos dos tramos corresponde al Santoniense superior, siendo la parte más superior Campaniense inferior (Caus y Vicens, 1984).

1.2.4.2. Calizas y calcarenitas con Rudistas (23)

Calizas margosas, denominadas de La Fullola (Vicens, 1984), que pasan al techo a calcarenitas. En todo el nivel aparecen abundante rudistas. La potencia del nivel oscila entre 10 y 25 m.

La fauna de rudistas (Vicens, 1984) y la microfauna (Caus y Vicens, 1984) señalan una edad Campaniense inferior para este tramo.

1.2.4.3. *Microconglomerados, areniscas, calcarenitas, margas y limolitas (24)*

Potente tramo de conglomerados y areniscas con disminución del tamaño de grano hacia el techo. En la parte superior aparece fauna rota de radiolíticos y ostreidos. La potencia varía entre 7 y 24 m.

Gradualmente se pasa a una alternancia de areniscas y calcarenitas con margas, con gran abundancia de rudistas y corales. Finalmente el potente tramo de limolitas y areniscas, denominado del Clot de les Abeurades, con ostreidos y corales. La potencia total de este tramo, en la lámina cabalgante de La Trilla, es de 176 m.

La parte inferior de la serie tiene una edad Campaniense inferior. El límite entre el Campaniense inferior y medio está situado en la parte inferior del paquete de limolitas y areniscas, siendo la totalidad de este, Campaniense medio-superior.

La parte más alta del tramo (24) consiste en una alternancia muy característica de limolitas carbonosas y areniscas finas con fauna de gasterópodos, bivalvos y ostreidos. La potencia en la lámina de La Trilla es de 77 m, aunque en la lámina de Els Horts alcanza los 172 m.

La edad del tramo es Campaniense superior, pudiendo llegar al Maastrichtiense (Vicens, com. per., 1991).

1.2.4.4. *Análisis secuencial*

La sucesión de los materiales refleja la existencia de dos grandes ciclos sedimentarios. El ciclo inferior está formado por los microconglomerados y areniscas (22), limolitas y margas (22) y calizas (23) en la parte superior. El ciclo superior está constituido por conglomerados en la base, areniscas y limolitas (24). Al techo se sitúa discordantemente el Garumniense.

1.2.4.5. *Garumniense (25, 26 y 27)*

El Garumniense abarca los materiales detríticos y carbonáticos de edad Cretácico terminal-Paleógeno basal (Maastrichtiense-Tanetiense?). El término garumniense de larga tradición, ha sido usado con diversos significados de facies, unidad litoestratigráfica o piso. Como equivalente del garumniense se usa el término Fm. de Tremp (Mey et al., 1968) aunque la falta de un estudio regional dificulta un uso generalizado. La pertenencia de la totalidad de estos materiales a la Facies Garumniense fue demostrado por Gisbert (1980), quien demostró el acuñaamiento de los materiales de edad más antigua que el Garumniense, pero con características similares, en la transversal del pueblo de Rocabrúna. Anteriormente (Ashauer, 1943 y Estévez, 1973) supusieron la parte inferior de la serie roja como perteneciente al Permo-Triásico. En

esta memoria se ha utilizado el término Garumniense como término de facies, en parte debido a su gran comodidad. En esta Hoja, el Garumniense aflora en el sinclinal de Darnius, en todo el margen sur de esta Hoja sobre el zócalo paleozoico y dentro de la unidad de Bac Grillera. La serie de referencia para esta Hoja se ha realizado en Costoja. De base a techo esta constituida por:

Unidad Detrítica Inferior (UDI), con el epígrafe (25), está formada por conglomerados cuarcíticos, areniscas y arcillas de tonos rojo vinoso, espesor 40 m. Esta unidad presenta una tendencia granodecreciente hacia el techo. Esta unidad es equivalente a la Arenisca de reptiles, a la parte inferior-media de la Fm. de Tremp (Feist y Colombo, 1983) y a la serie roja cretácica (Vidal, 1898).

Unidad Calcárea Inferior (UCI), con el epígrafe (27), está constituida por calizas finas masivas de aspecto noduloso y color gris rosado (calizas lacustres y paleosuelos), con un espesor de 2 m. Esta unidad es equivalente a la base de la parte superior de la Fm. de Tremp y a la "Calcària de Vallcebre" (Vidal, 1871).

Unidad Detrítica Superior (UDS) con el epígrafe (27), formada por barras de Arenisca ricas en cuarzo y arcillas de tonos rojo pálido con abundante *Microcodium*, y un espesor de 20 m. Esta unidad es equivalente a las "couches à *Microcodium*" (Ullastre y Masriera, 1983) y a la Série roja numulítica (Vidal, 1898) incluyendo en la parte superior de la Fm. de Tremp.

Finalmente la Unidad Calcárea Superior (UCS), con el epígrafe (27), está constituida por calizas finas gris azuladas, bien estratificadas en bancos de 50 cm a varios metros con indicios de laminaciones algales y foraminíferos (*Planorbis?* Ashauer, 1934) alternadas con niveles de arcillas rojo pálido, espesor 5 m. A techo de la unidad existe un nivel de carniolas de 0.5 m. Es equivalente a la parte más superior de la Fm. de Tremp.

El techo de la unidad limita con las calizas de miliólidos de la Fm. del Cadí o Ager de edad llerdiense.

En el sector de la Manera, la UCI y la UCS están mejor desarrolladas y su espesor es mayor. La unidad superior presenta una fauna mas abundante de foraminíferos. Aquí la serie esta coronada por unos 20 metros de brechas intraformacionales (brechas edáficas?).

En la unidad alóctona de Bac Grillera-Pic Capell la serie descansa concordantemente sobre las limolitas y areniscas cretácicas (Limolitas de La Figa, Vicens, 1984) y constituyen el techo de la serie alóctona. Estas series presentan un mayor variación y en diversas secciones es difícil diferenciar las unidades definidas en el autóctono relativo, su espesor es en conjunto de unos 40 m. La serie en el suroeste de Els Horts presenta un tramo arcilloso rojo en su base (UDI), dos barras calcáreas (UCI i UDS) y una intercalación conglomerática constituida por conglomerados con cantos mesozoicos (UDS). Al oeste de Mas Roquil la serie está constituida por dos tramos de brechas de cantos del liásico (debris flows) separadas por un tramo arcilloso. En este sector también son muy abundantes las areniscas y calizas con oncolitos. En los puntos donde no ha sido posible distinguir las unidades mencionadas se ha cartografiado como areniscas y lutitas rojas con abundantes signos de paleosuelos.

Estas unidades presentan una gran continuidad cartográfica, en el marco del Pirineo oriental. La correlación litoestratigráfica de los perfiles realizados entre el Pedraforca y el Empordà reflejan la existencia de una zona de espesores mínimos en la Garrotxa (Hoja de Maçanet de Cabrenys y Olot) que se incrementa progresivamente hacia el este (Hojas de Figueres y La Jonquera) y oeste (Hojas de Ripoll, la Pobla de Lillet). Los espesores máximos observados se hallan en el macizo del Pedraforca (Hoja de la Pobla de Lillet) y es allí donde se desarrollan fácies de tipo transicional (Lignitos de Fígols).

Sedimentológicamente el conjunto corresponde a ambientes de tipo continental con sistemas de abanico aluvial y fluvial (UDI, UDS) alternados con ambientes palustres (UCI) y lacustres (UCS).

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 (1871) nos permiten atribuir a la UDI al Maastrichtiense por sus restos de reptiles y su flora de carófitas, la UCI o caliza de Vallcebre al Dano-Montiense por la similitud de sus floras de carófitas con las de la caliza de Vitrolles del sureste de Francia y la UDS y la UCS como Thanetiense por la presencia de *Physa* y *Vidaliella gerundensis*.

Según esta correlación el límite Cretácico-Terciario se sitúa en la base de la UCI 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).

En las láminas de Carbonils y de Mas Roquil afloran unas brechas equivalente a la parte inferior del Garumniense, que Estévez (1968b) denominó como Cretácico superior en facies continental. Los cantos de la brecha son de calizas, de cuarzo y algunos fósiles rodados del Cretácico superior.

1.3. CENOZOICO

1.3.1. 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 plantónicos, nanoplancton calizo, dinoflagelados etc. (Schaub 1973, Kapellos y Schaub 1975, Drobne 1977, y Schaub 1981)

1.3.1.1. *Formación del Cadí (28)*

Al conjunto de calizas con alveolinas aflorantes en el Pirineo se denominó "Calizas con Alveolinas" (Llopis, 1942). Posteriormente, Mey *et al.*, (1968) las definió como Fm. de Calizas del Cadí, equivalente a la Fm. de Ager del Pirineo central (Luterbacher, 1969). Más concretamente en el Pirineo oriental, Pallí (1972) utilizó la denominación de Fm. de Orpí, definida por Ferrer (1971), en el margen meridional de la cuenca del Ebro, mientras que Estévez (1973) las incluyó dentro de la Fm. de Sagnari.

En este trabajo, denominaremos Fm. del Cadí al conjunto de materiales calizos del llerdiense limitados en su parte inferior por los materiales rojos de Garumniense mientras que la parte superior está limitada por las primeras apariciones importantes detríticas que atribuimos a la parte inferior de la Formación Coronas (32 y 33).

En el mapa y en los cortes geológicos se aprecia la distribución áreal de las calizas de la Fm. del Cadí y las relaciones entre estas y las otras formaciones con edad equivalente. Así de sur a norte se pasa gradualmente desde calizas poco potentes de la Fm. del Cadí a potentes series margosas de la Fm. de Sagnari (29). El paso entre ambos materiales se efectúa a través de un conjunto de margas, margo-calizas y calizas que se han denominado facies de transición (29 y 30).

En la Hoja de Maçanet de Cabrenys la Fm. del Cadí solo aflora en el extremo sureste, en la estructura de la Salut. Normalmente son calizas masivas con alveolinas con intercalaciones de margocalizas y margas. La potencia de la formación varía entre 200 y 300 m (Martínez *et al.*, 1991).

1.3.1.2. *Facies de transición (29 y 30)*

Al conjunto de margas, margo-calizas y calizas situadas entre las calizas de la Fm. del Cadí (28) y las margas de la Fm. de Sagnari (31) se les denomina como facies de transición.

Estos materiales forman unas indentaciones visibles en la cartografía, principalmente en las terminaciones de los apilamientos antiformales, entre las calizas de la Fm. del Cadí situadas en el bloque inferior de las fallas normales y las margas localizadas en el bloque superior de dichas fallas.

En la cartografía se han separado las intercalaciones de margas (29) de las intercalaciones de margocalizas y calizas detríticas, ambas formando niveles de 20 a 50 m de potencia (30) y con abundancia de numulites y alveolinas.

En la pista paralela al río La Muga se encuentran indicios de hidrocarburos migrados en las fracturas relacionadas con el sistema de cabalgamientos. Estos indicios pueden provenir de la Fm. de Sagnari como roca madre o bien migrados desde la Fm. de Armàncies, única formación eocena probada como roca madre en el Pirineo oriental (análisis en curso).

1.3.1.3. Formación de Sagnari (29 y 31)

La primera referencia del conjunto de materiales margosos del llerdiense fue la de Solé Sabarís (1958) que las denominó "Margas esquistosadas de Sagnari". Posteriormente Gich (1969, 1972) las asignó al Miembro de Sagnari y Estévez (1973) las elevó al rango de Formación de Sagnari, aunque fue Pallí (1972) quien las definió formalmente.

Los materiales que constituyen la Fm. de Sagnari son equivalentes en edad a las calizas de la Fm. del Cadí (28) y por lo tanto tienen los mismos límites inferior y superior que ésta.

En la Hoja de Maçanet de Cabrenys, la mayoría de sedimentos de edad llerdiense corresponden a las margas de la Fm. de Sagnari. Corresponde a margas esquistosadas algo arenosas (30) con intercalaciones de calizas margosas y calizas con niveles detríticos finos. Los niveles de calizas con miliólidos que pueden cartografiarse están representados por el epígrafe (29).

La serie del pico de Coma Negra (Estévez, 1973) consiste, en la parte inferior, en margas esquistosadas con operculinas y niveles calizos con miliólidos, nummulites y alveolinas, presentando numerosos indicios de hidrocarburos. La parte alta de la serie está formada por calizas margosas con nódulos de sílex, que contienen una fauna de nummulites, equínidos y lamebranquios. Hacia el techo aparecen calizas y margocalizas intercaladas en las margas con gran abundancia de nummulites y asilinas.

La potencia total de la Fm. de Sagnari está entre los 1000 y los 1300 m. Esta potencia corresponde a la mayor observada en el Pirineo oriental, coincidiendo con la situación más septentrional de estos materiales en el Pirineo citado.

La edad de la Formación Sagnari viene determinada por el hallazgo de *Operculina ornata* y *Operculina* aff. *canalifera* 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 (Samsó, 1989; Tosquella, 1989).

La distribución de las margas de la Fm. de Sagnari está condicionada por la existencia de un sistema de fallas normales activas durante la sedimentación (Martínez et al., 1989; y Pujadas et al., 1989; ver el capítulo de historia geológica). La existencia de esta red de fallas extensivas ya fue deducido por Estévez (1973) a partir de los cambios tanto de potencias como de facies observados en los sedimentos del llerdiense.

El contacto septentrional entre las margas de Sagnari y los materiales rojos del Garumniense es un cabalgamiento paralelo al contacto. Este cabalgamiento es el cabalgamiento inferior de un sistema que afecta a los materiales eocenos formando numerosas láminas cabalgantes de

poco desplazamiento individual. De todas maneras, las capas de la Fm. de Sagnari chocan contra dicho contacto debido a causas externas al contacto tectónico. Esta disposición se ha interpretado como una disposición en "onlap" de la Fm. de Sagnari sobre el Garumniense, amplificado por el sincronismo entre sedimentación y deformación ligada a la falla normal de Costoja, en funcionamiento durante la compresión.

1.3.1.4. *Formación de Coronas (32 y 33)*

El conjunto de materiales, situados encima de las margas de la Fm. de Sagnari, que afloran en la Serra de Coronas, al norte del pueblo de CampdevànoI (Hoja de Ripoll) fue denominado como "Calizas de Coronas" por Solé Sabaris (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.* (1971) definieron la Formación de Coronas, como calizas grises con nódulos de sílex con una intercalación detrítica 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, la cual se compone de dos tramos:

El tramo inferior es detrítico y carbonatado (32) mientras que el superior es el típico nivel carbonatado de la formación (33). Este nivel carbonatado superior está 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.

La formación de Coronas siempre se sitúa encima de un nivel de margas, que puede ser muy delgado cuando en la zona dominan las calizas de la Fm. del Cadí. En este nivel de margas situado bajo la formación de Coronas, abunda la materia orgánica.

La potencia de la formación es de unos 150 m, aflorando sólo en un extremo de la Hoja, perteneciente a la estructura de Sant Jordi, expuesta en la Hoja de Olot (Martínez *et al.*, 1993).

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

1.3.2.1. *Introducción*

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 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).

1.3.2.2. *Secuencia deposicional de 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, asilinas y operculinas de la Fm. de Sagnari (12). La distribución areal puede observarse en la Fig. (2). La parte superior de la secuencia se sitúa en la base de las primeras apariciones detríticas que caracterizan a la siguiente secuencia deposicional.

El contacto entre el Garumniense y las calizas y margo-calizas de la Fm. del Cadí muestra una relación angular, que ha podido ser cartografiada en el valle del río Muga. El contacto mencionado constituye un despegue generalizado en todo el ámbito de la Hoja. Sin embargo, la relación angular existente y cartografiable ha sido atribuida a una disposición en "onlap" de los sedimentos marinos del llerdiense sobre los sedimentos rojos del Garumniense.

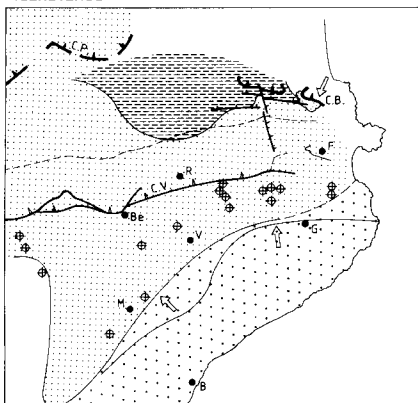
En la parte occidental del Pirineo oriental, la secuencia de Ager (Betzler, 1989) equivalente a la secuencia del Cadí se reconoce por el "onlap" que efectúan dichos sedimentos sobre los sedimentos del Garumniense.

La edad de la secuencia del Cadí en el Pirineo oriental, a partir del estudio de nummulites y alveolinas, abarca desde el llerdiense inferior al llerdiense medio y superior (Samsó 1989).

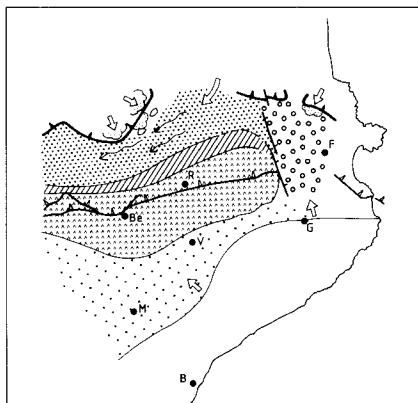
La distribución de las facies de la secuencia del Cadí puede observarse en la Fig. 3. Al norte, las margas de plataforma abierta que pasan gradualmente a una amplia plataforma carbonatada que recubre, en parte, al futuro manto del Pedraforca. Más al oeste, corresponde a la Fm. de Ager (Luterbacher 1969) 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 sur, 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 de Sacalm (Gich *et al.* 1967). En el área situada al suroeste de Igualada encontramos los materiales definidos como Fm. de Orpí (Ferrer, 1971). 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).

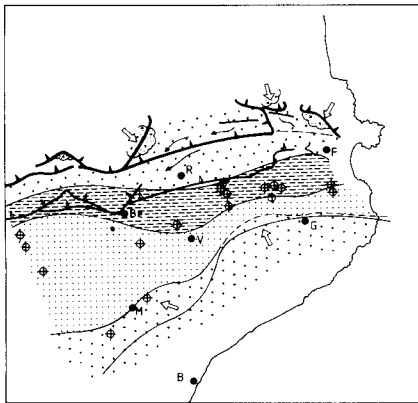
ILERDIENSE



LUTECIENSE INFERIOR



LUTECIENSE MEDIO-SUPERIOR



NEÓGENO

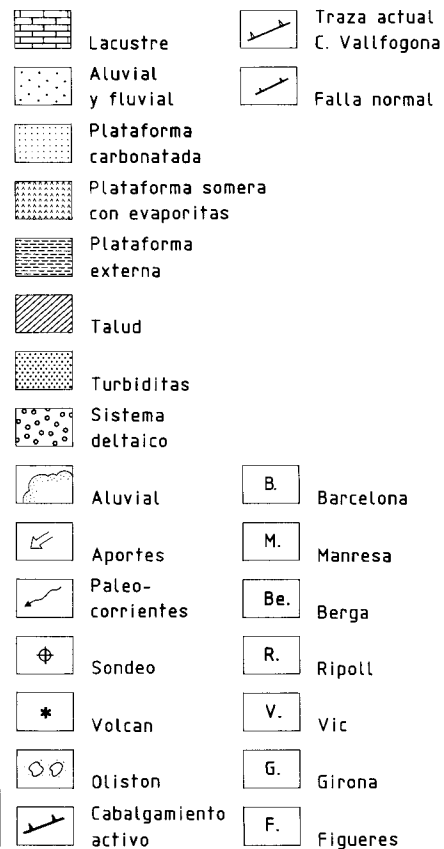
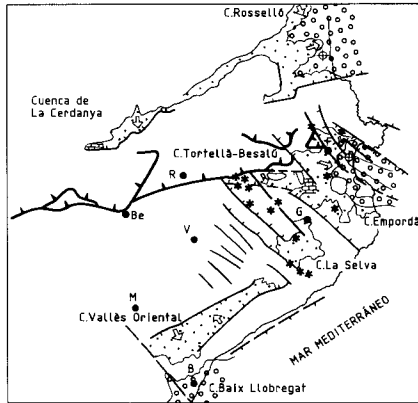


Figura 2. Secuencia de mapas palinspásticos del margen NE de la Península Ibérica durante el Terciario. Se han tomado como base los mapas palinspásticos publicados en Puigdefàbregas *et al.* (1986), modificados con datos de otros autores y con los datos aportados durante la confección de las Hojas de Figueres, Olot, Ripoll y la Poble de Lillet.

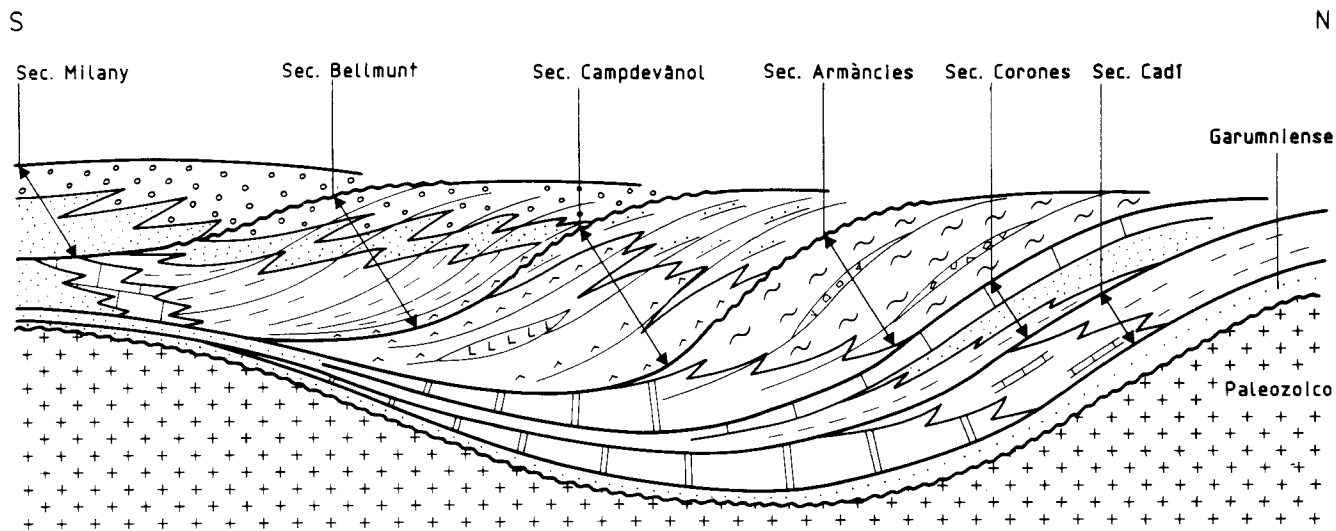


Figura 3. Esquema en donde se muestra la disposición de las distintas secuencias deposicionales del Eoceno y las relaciones sedimentarias en la cuenca de antepaís entre las distintas formaciones paleógenas representadas en el mapa.

1.3.2.3. *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 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 ostrácodos, 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.

La edad de la secuencia deposicional de Coronas, a partir de los alveolínidos, va del Cuisiense basal al límite Cuisiense inferior-medio (Samsó, 1989).

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 de Sacalm en la zona del Far, en Girona, y de la Fm. de Pontils en la zona de Igualada.

1.4. CUATERNARIO

Dentro del ámbito de la Hoja podemos diferenciar tres tipos de formaciones superficiales atendiendo a su génesis: aluviales, de vertientes y de alteración.

Toda el área granítica presenta localmente y de una forma más o menos generalizada un manto de alteración. Este es más potente hacia la base de las vertientes y es sobre este manto donde se asientan los cultivos.

La escorrentía de las aguas superficiales evacúa parte de este material alterado, descubriendo relieves residuales de roca que en profundidad no había quedado afectada por la alteración y concentrando las arenas resultantes en los ejes de drenaje (río Arnera y afluentes). Muchas veces el material removilizado (aluvial) es tan parecido al material de alteración (eluvial) que solo se pueden diferenciar por su posición topográfica.

Los depósitos de vertiente vienen representados por acumulaciones de bloques tipo tartera y aparecen asociados a relieves importantes (Castillo de Bach Grillera, Pic Falcó etc.).

1.4.1. **Depósitos aluviales**

Aparecen concentrados en los principales ejes de drenaje. El material acumulado procede de la removilización de los mantos de alteración circundantes. Consiste en arenas gruesas a muy gruesas con cantos dispersos. El espesor es variable aunque no supera los 5 m en ninguno de los casos.

1.4.2. **Mantos de alteración**

Formados a partir de la alteración de los materiales graníticos. Se diferencian de los anteriores por conservar la estructura interna propia de las rocas graníticas. Su grado de desagregación es acusado siendo fácilmente removilizables por las aguas cuando no se hallan protegidos por la vegetación.

1.4.3. **Canchales**

Aparecen al pie de los escarpes pronunciados existentes en la zona del Castell de Bach Grillera y Pico Falcó. Predominantemente en las vertientes norte. El material está formado por cantos angulosos a subangulosos de procedencia local. El tamaño medio de los cantos supera los 7 cm.

1.4.4. **Acumulaciones de bloques**

Aparecen restringidas a la vertiente norte del Castell de Bach Grillera. Consisten en acumulaciones de bloques de gran tamaño producto de desprendimientos procedentes de los escarpes circundantes.

2. **TECTONICA**

2.1. **INTRODUCCION**

En el análisis de la estructura de los materiales que afloran en esta Hoja se han de considerar separadamente los materiales mesozoicos y paleógenos de la franja meridional y los paleozoicos del extremo noreste de la Hoja. En primer lugar, estos últimos están afectados por estructuras hercínicas y, en segundo lugar, el estilo estructural de la tectónica alpina difiere entre ambos grupos de materiales. Esta diferencia en el estilo estructural, remarcada por la gran cantidad de cabalgamientos y el apilamiento de delgadas láminas en los materiales mesozoicos de las unidades de Costoja y Bac Grillera, no ha de conducir a la conclusión errónea de que los materiales paleozoicos están poco involucrados en la estructuración alpina. En efecto, los materiales garumnienses que se disponen por encima de los granitoides tardihercínicos ponen de manifiesto una macroestructura de plegamiento alpina asimismo, las fracturas y bandas de cizalla asociadas que deforman a los materiales paleozoicos se continúan hasta los materiales garumnienses, evidenciando la edad alpina de los pliegues contemporáneos a esta deformación de cizalla.

Así pues, la descripción de la estructura de los materiales de la Hoja se realizará separadamente para los materiales paleozoicos y para los materiales mesozoicos y cenozoicos.

2.2. TECTONICA HERCINICA

2.2.1. Estructura de los materiales paleozoicos

Los materiales paleozoicos que afloran al este de la Hoja forman el extremo sur del macizo del Roc de Frausa (Fig. 4a). Este macizo representa una culminación causada por una gran estructura antiformal en la que afloran granitoides tardihercínicos, materiales del Cambro-Ordovícico y gneises (Fig. 4b). La disposición actual de las diferentes unidades litológicas cartografiadas es el resultado de la superposición de las fases de plegamiento hercínicas y alpinas.

La estructura del macizo ha sido interpretada por diversos autores. Autran y Guitard (1969), Estévez (1973) y Geysant *et al.* (1978) consideran el macizo como el resultado de un apilamiento de pliegues penínicos sinésquitosos (nappes) de edad hercínica, vergentes hacia el noreste, prolongación del manto penínico del Canigó. Según esta interpretación, los dos cuerpos gnésicos observables en el macizo del Roc de Frausa equivalen a los dos flancos del pliegue penínico. Dos sistemas de pliegues tardíos, uno de dirección NE-SW y otro con dirección NW-SE ambos de edad hercínica tardía complican la estructura y permiten aflorar el extremo norte del pliegue penínico.

Para Liesa (1988) y Liesa y Carreras (1989) la superposición de niveles de gneises en la serie metasedimentaria no es el resultado de pliegues penínicos sinésquitosos sino que se trata de dos cuerpos estratiformes intruidos a niveles distintos de la serie, con anterioridad a las fases principales de la orogenia hercínica. Para estos autores la estructura actualmente visible en el macizo es el resultado de una tectónica de plegamiento que afecta a la foliación regional y a los granitoides tardihercínicos.

2.2.1.1. La estructura hercínica

Se distinguen dos fases de plegamiento de edad hercínica (D1 y D2) acompañadas respectivamente de la formación de una foliación (S1 y S2). La foliación regional (S2), formada en condiciones metamórficas prógradas, constituye la principal estructura observable en los materiales metasedimentarios paleozoicos y gneises. Esta foliación se dispone paralelamente a la estratificación de los materiales cambro-ordovícicos y subparalelamente al contacto entre estos y los gneises. En los puntos en los que la foliación es oblicua al contacto gneises - metasedimentos esta oblicuidad obedece a un contacto intrusivo de los gneises, dado que también corta a la estratificación. No se observan estructuras a media y gran escala asociadas a la foliación principal. A escala del afloramiento únicamente se observan algunas estructuras menores que podrían estar asociadas a la foliación regional. Sin embargo a partir de estas estructuras no se puede deducir ni la dirección ni la vergencia de la fase principal. A escala microscópica la foliación regional es plano axial de unos pliegues muy apretados que pliegan una foliación anterior (S1), sincinemática con el crecimiento de filosilicatos, bajo un metamorfismo

regional incipiente. Las estructuras anteriores a la foliación regional sólo son visibles en lámina delgada.

Estas dos fases de deformación son anteriores al clímax metamórfico regional. Debido al elevado grado de metamorfismo las estructuras observadas tienden a obliterarse, quedando siempre patente la foliación regional (S2) y ocasionalmente la foliación anterior (S1). Estas estructuras quedan todavía más obliteradas en la aureola de contacto de los granitoides tardihercínicos, los cuales cortan a la foliación regional aunque se disponen subparalelamente a la misma.

2.2.1.2. *La estructura tardía y alpina*

Dentro de este apartado se han incluido las fases deformativas que afectan a la foliación regional y a los granitoides tardihercínicos. Se han agrupado tanto las estructuras de la última fase deformativa observada, de edad alpina, como las estructuras tardías anteriores, en las que no se han reconocido criterios concluyentes que permitan datarlas.

La disposición actual de las unidades cartografiadas muestra un paralelismo entre los tres conjuntos litológicos principales de la zona: los gneises, los metasedimentos cambro-ordovícicos y los granitoides y ha permitido deducir la superposición de plegamientos tardíos, a escala cartográfica, en los niveles inferiores del macizo del Roc de Frausa. Estas estructuras de plegamiento, sin embargo, son difícilmente observables en los granitoides, en los cuales sólo se reconocen las estructuras de cizalla y zonas de fractura más relevantes. La disposición de los materiales garumnienses, por encima de estos granitoides y dibujando una geometría congruente con la de los materiales situados más al norte, evidencia que las estructuras de plegamiento afectan a todo el conjunto de materiales paleozoicos y a los de la cobertera mesozoica-paleógena, y permite reconocer la participación del granito en el plegamiento tardío del macizo (ver cortes geológicos).

La estructura tardía de los materiales metasedimentarios y gneises se ha deducido a partir de un estudio más amplio, en el cual se engloba la vertiente norte del macizo del Roc de Frausa (Liesa, 1988; Liesa y Carreras, 1989) y los materiales mesozoicos que lo limitan. No obstante, en esta memoria sólo se describirá en detalle la estructura de la parte sur del macizo que aflora en la Hoja.

La morfología cartográfica del macizo se puede explicar por la interferencia de dos fases de plegamiento tardías (D3 y D4) que afectan a la foliación regional (Fig. 4a).

Los pliegues asociados a la primera fase tardía presentan dirección NE-SW y se identifican claramente en la vertiente francesa, al norte de la Hoja de Maçanet (Fig. 4a). Los afloramientos de metasedimentos y gneises entre los granitoides confieren a la vertiente sur del macizo una geometría en entrantes y salientes. Los entrantes o puntas de gneises y metasedimentos más destacables son el de La Vajol, al este y el de El Puig, al oeste (Fig. 4a). Esta geometría se obtiene a partir de pliegues de la primera fase tardía (D3), con ejes NE-SW, plegados por pliegues con ejes NW-SE pertenecientes a la fase D4. La repetición de granitoides y metasedimentos a

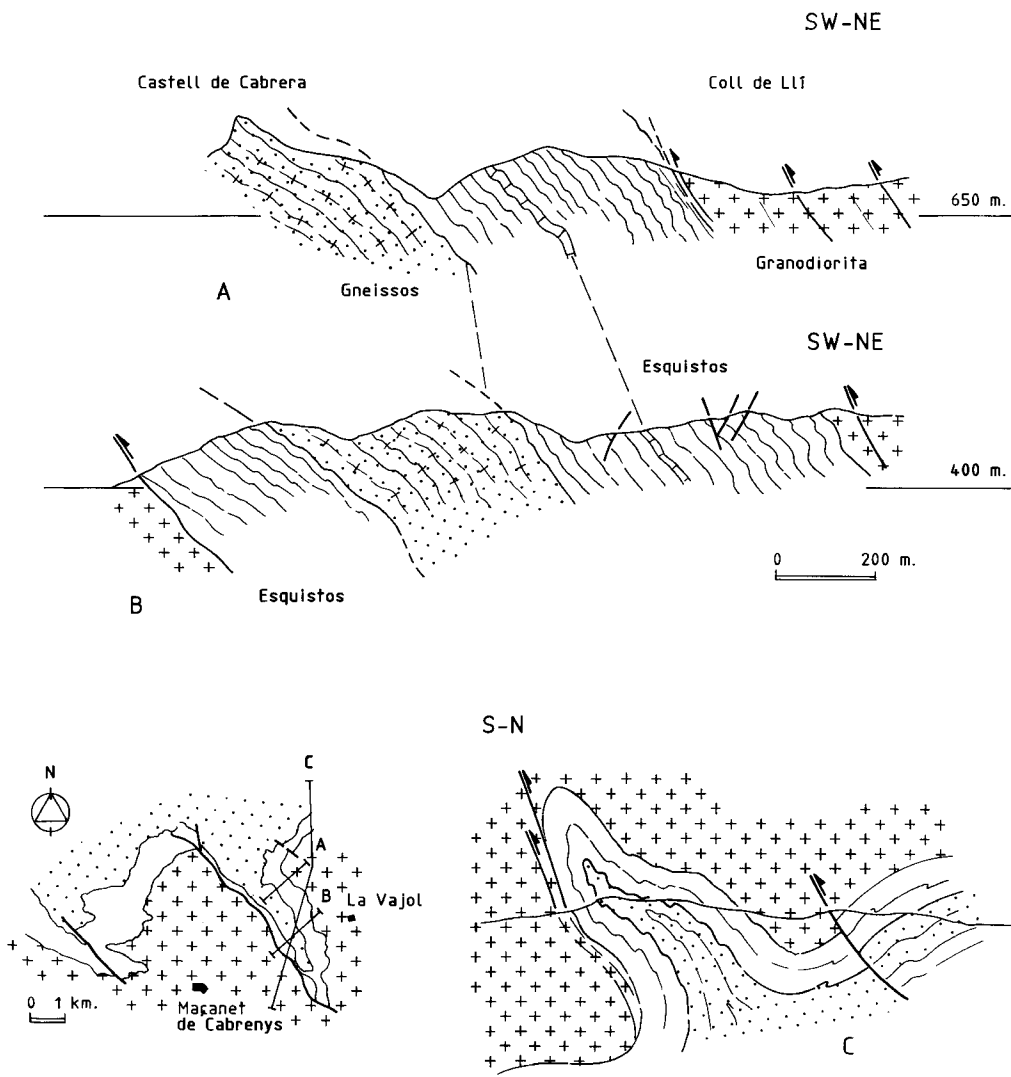


Figura 4. A. Esquema geològic del macizo del Roc de Frausa
 B. Corte geològic a través de los materiales paleozoicos que afloran entre La Vajol y Maçanet de Cabrenys y corte interpretativo, no a escala, donde se observa la superposición de un anticlinal de primera fase tardía y un sinclinal de segunda fase.
 C. Mapa de trazas de la foliación regional alrededor de la ermita de Les Salines.

ambos lados de los gneises de la punta de la Vajol no puede responder a una estructura anti-forme de la segunda fase tardía (D4) ya que los pliegues menores medidos presentan la misma asimetría a ambos lados de los gneises (Fig. 4c). Estévez (1973) propone dos grandes fallas de desgarre de dirección NW-SE para explicar las puntas de La Vajol y de El Puig. No obstante, este modelo no permite explicar la presencia de metasedimentos a ambos lados de los gneises ni la geometría de los pliegues menores.

Los pliegues asociados a la segunda fase tardía (D4) tienen una dirección NW-SE. Su plano axial tiene una dirección constante en todo el macizo, sin embargo la dirección y buzamiento de sus ejes depende de la orientación de la foliación regional. Esta fase presenta deformaciones de cizalla asociadas, hecho que queda demostrado porque los planos axiales de los pliegues coinciden con la dirección de la foliación milonítica, de dirección NW-SE y con un fuerte buzamiento hacia el noreste. Cartográficamente, la asociación de la foliación milonítica a la segunda fase tardía queda reflejada en las inmediaciones de la ermita de Les Salines, cerca de la frontera francesa, donde un pliegue de la primera fase tardía (D3) es afectado por una banda de cizalla asociada a la segunda fase tardía (D4) (Fig. 4d). Esta banda de cizalla limita al suroeste la punta de La Vajol.

Las bandas miloníticas tienen anchura variable, desde centimétrica hasta varias decenas de metros y están constituidas por bandas anastomosadas de orden menor e intensamente deformadas, cuya concentración da lugar a bandas miloníticas complejas. Las bandas miloníticas no llevan asociados desplazamientos significativos, tal como se observa en la cartografía. A escala microscópica la deformación se traduce en la formación de una foliación muy penetrativa y en la recristalización de minerales estables en la facies de los esquistos verdes paralelamente a dicha foliación, retrogradación de las paragénesis metamórficas de alto grado e ígneas.

Los granitoides están afectados por las dos fases de plegamiento tardías (D3 y D4), tal como se pone de manifiesto por el paralelismo de los contactos litológicos entre los metasedimentos y los granitoides y porque están afectados por las bandas miloníticas, las cuales cortan los contactos entre las diferentes litologías. La dirección y la localización de las milonitas en los granitoides es coincidente con las zonas más intensamente plegadas observadas en los metasedimentos y gneises. En los granitoides se observa un gradiente de la deformación. En la zona meridional del macizo la respuesta de los granitoides ante las deformaciones tardías es progresivamente más frágil y se traduce en superficies de discontinuidad menos penetrativas, tales como foliaciones incipientes y bandas de fracturas con la misma dirección que las bandas miloníticas.

Localmente se observan filones de cuarzo asociados a las bandas miloníticas y a las zonas de fractura. En general tienen una potencia reducida (de orden centimétrico a decimétrico), aunque pueden constituir filones de potencia plurimétrica, excepcionalmente mineralizados, que destacan en el relieve.

En cuanto a la edad de las deformaciones tardías se puede decir que no existen criterios concluyentes que permitan atribuir al ciclo hercínico o al alpino la primera fase tardía. No obstante la existencia de un filón de cuarzo de potencia plurimétrica, situado al suroeste de Maçanet de Cabrenys, de dirección NE-SW y fosilizado por los materiales garumnienses permite sugerir

una edad hercínica para esta deformación. De cualquier modo, son necesarias más observaciones para confirmar esta edad, dado que dicha relación se ha observado sólo en un punto.

La segunda fase tardía se puede atribuir al ciclo alpino en base a los siguientes argumentos: Los materiales mesozoicos al norte (Amélie-les-Bains) y sur (Bac Grillera) del macizo del Roc de Frausa describen una gran estructura anticlinal (Fig. 4b), de la cual este macizo forma la parte central. Por otra parte, las estructuras de dirección NW-SE de la segunda fase tardía afectan los materiales garumnienses en el sinclinal de Darnius, al este de la Hoja de Maçanet (ver también Hoja de La Jonquera). De otra parte cabe señalar la coincidencia de la dirección de esta fase con la dirección de la fase tardía en el Macizo del Canigó y en Cap de Creus, la cual ha sido interpretada como fase hercínica tardía (Guitard, 1970; Carreras, 1973).

2.3. TECTONICA ALPINA

2.3.1. **Manto de Costoja**

El manto de Costoja, situado en Francia, fue estudiada por (Casteras et Auriol, 1958). Dicha unidad está formada por un conjunto de láminas cabalgantes constituidas por rocas mesozoicas, siendo los materiales rojos de facies Garumniense los más modernos. La disposición de las diferentes láminas es difícil de precisar debido a las condiciones de afloramiento. La unidad de Costoja está cabalgando a las margas de la Fm. de Sagnari en toda su extensión menos en el sector suroeste de la unidad, la cual se pone directamente en contacto con rocas graníticas del basamento. Tanto los materiales autóctonos bajo la unidad como esta se encuentran plegados en forma sinclinal (corte III-III'). El flanco sur del sinclinal está cortado por una falla sustractiva de dirección ESE-WNW, como puede observarse por la desaparición de los materiales garumnienses y por el contacto entre la unidad de Costoja y el granito. Hacia el sureste dicha falla corta a la serie Garumniense del río el Muga y queda bajo las láminas con materiales eocenos aflorantes más al este. En la interpretación de Casteras et Auriol (1958) la falla quedaba amortiguada con una dirección N-S dentro de las margas de la Fm. Sagnari.

La cartografía de la parte meridional del manto de Costoja muestra el entroncamiento de la falla normal (sustractiva) de dirección NW-SE con el sistema de cabalgamientos que afectan a los sedimentos del Eoceno inferior. Cerca del punto de entronque, el potente paquete de sedimentos del Garumniense queda cortado por dicha falla. Estas observaciones sugieren la interpretación adoptada en el corte III-III', donde el manto de Costoja queda limitado al sur por el bloque inferior de una falla normal anterior. Esta falla sufre una inversión durante la compresión eocena y se entronca con el sistema de cabalgamientos que afectan a los sedimentos eocenos.

2.3.2. **Manto de Bac Grillera**

2.3.2.1. *Introducción*

El manto de Bac Grillera está formado exclusivamente por materiales mesozoicos y garumnienses afectados por una serie de pliegues y cabalgamientos. Atendiendo a la estructura

observable se han podido diferenciar 5 láminas cabalgantes distintas apiladas, cada una de ellas con una serie estratigráfica distinta (Estévez, 1968a, b). El manto de Bac Grillera cabalga, igual que el de Costoja, sobre materiales eocenos del manto del Cadí. En la parte norte del manto afloran extensamente los materiales garumnienses, los cuales soportan a las margas de la Fm. de Sagnari en dos puntos.

Los materiales rojos del Garumniense muestran una gran continuidad cartográfica en dirección E-W. Hacia el este, quedan situados al norte de la unidad de Biure (Hoja de Figueras, Fleta *et al.*, 1993), y hacia el oeste, se sitúan en el bloque inferior del cabalgamiento inferior de Costoja. En la parte meridional de la unidad de Bac Grillera, el cabalgamiento inferior buza hacia el norte, por lo que el cabalgamiento inferior de la unidad está plegado en sinclinal (corte IV-IV'). En el bloque inferior del segmento meridional del cabalgamiento inferior de Bac Grillera afloran rocas del Garumniense en posición invertida cuya interpretación se discutirá mas adelante.

2.3.2.2. Descripción de las distintas láminas cabalgantes de Bac Grillera

La estructura interna del manto Bac Grillera está constituida por un sistema de pliegues y cabalgamientos. Los pliegues tienen una dirección E-W y son vergente al sur, en algunas ocasiones con el flanco meridional invertido.

Tal como se ha comentado anteriormente, la unidad de Bac Grillera fue separada en 5 láminas (Estévez, 1968b). Estas fueron denominadas Mas Roquil, La Trilla, Els Horts, Carbonils y Mas Lleona según su posición restituída de norte a sur respectivamente. Es decir, la lámina de Mas Roquil corresponde a la lámina superior y por tanto la más septentrional, una vez restituída (Estévez, 1968b). En Pujadas *et al.*, (1989) se diferencian 3 grandes láminas, que corresponden a las de Mas Roquil, La Trilla-Els Horts y la más inferior que agruparía a Carbonils y Mas Lleona. Según esta interpretación (corte IV-IV'), la restitución de la cuenca mesozoica es muy coherente (Pujadas *et al.*, 1989), tal como se comenta más adelante.

El sistema de pliegues que afecta a los materiales del manto de Bac Grillera fue formado mediante un despegue de los niveles competentes de calizas por encima de los niveles incompetentes del Muschelkalk y Keuper. Este nivel de despegue evolucionó hacia un sistema de cabalgamientos que cortó a los pliegues, dejando serie invertidas en algunas de las láminas cabalgantes. Estévez (1968b) ya sugirió una evolución parecida al indicar que los pliegues fueron anteriores a los cabalgamientos.

2.3.2.3. Interpretación de Bac Grillera

La unidad de Bac Grillera fue interpretada como la parte meridional de una gran unidad alóctona proveniente del noreste (Estévez, 1973). El contacto meridional de la unidad se resolvía mediante una falla con salto normal. Recientemente, en Pujadas *et al.*, (1989) se interpretó a la unidad de Bac Grillera como proveniente del norte y ligada al manto del Cadí. El cabalgamiento inferior de la unidad de Bac Grillera se seguía en profundidad hacia el sur, constitu-

yendo el cabalgamiento inferior de la unidad del Cadí. Con esta interpretación, el Garumniense y el Eoceno inferior que afloran al norte de la unidad de Bac Grillera y el conjunto Paleógeno que aflora al sur de dicha unidad pertenecían a unidades distintas.

En la presente memoria se interpreta la unidad de Bac Grillera como una unidad alóctona constituida por rocas mesozoicas con un desplazamiento importante y diferente de la unidad del Cadí. La existencia de un Garumniense al norte de la unidad y otro al sur, está interpretado mediante la existencia de una falla normal situada bajo el cabalgamiento inferior del manto de Bac Grillera disponiéndose aproximadamente paralela a la traza del cabalgamiento frontal del manto. Los materiales del Garumniense al norte y al sur del manto pertenecen, por tanto, a la misma unidad pero separados por una falla normal activa durante la sedimentación de estos materiales, con lo que la potencia de estos al norte es superior a la existente al sur de dicha falla.

Esta falla normal no se ha podido cartografiar en el frente de la unidad de Bac Grillera, pero sí lateralmente, tanto hacia el este como hacia el oeste. Hacia el este, el flanco norte del anti-forme de la Salut está limitado por una estructura sustractiva respecto a los puntos de corte de los niveles inferiores (salto normal de la falla). Este límite representa una falla normal con rocas del Cambro-Ordovícico, Garumniense y calizas del Eoceno inferior en su bloque inferior y una potente serie margosa del Eoceno inferior en su bloque superior. Esta falla extensional fue sincrónica con el emplazamiento del manto de Biure (Hoja de Figueres, Fleta *et al.*, 1993) y reactivada posteriormente como cabalgamiento demostrado por los diferentes puntos de corte de los niveles superiores involucrados (Pujadas *et al.* 1989). La dirección de la falla es ESE-WNW y se puede continuar hasta las proximidades del cabalgamiento basal de Bac Grillera.

Hacia el oeste, se localiza frente al manto de Costoja, donde pone en contacto materiales garumnienses y eocenos (bloque inferior del cabalgamiento inferior de la unidad de Costoja) y mesozoicos (correspondientes a la unidad de Costoja) con rocas graníticas del basamento. La falla tiene la misma dirección ESE-WNW y la continuación de esta enlaza con la de La Salut. Al sur de Costoja, queda cubierta por diferentes láminas cabalgantes constituidas por materiales eocenos de la Fm. de Sagnari.

La existencia de un conjunto de fallas normales sincrónicas a los cabalgamientos queda ampliamente demostrado tanto en la zona de Figueres (Pujadas *et al.* 1989; Fleta *et al.*, 1993) como en la zona de La Garrotxa (Martínez *et al.* 1989; Hoja de Olot, Martínez *et al.*, 1993).

2.3.2.4. Acortamiento y restitución de las diferentes láminas de Bac Grillera

La restitución de las distintas láminas cabalgantes de la unidad de Bac Grillera muestra un engrosamiento de la serie cretácica hacia el norte (Pujadas *et al.*, 1989), al igual que ocurre con las restituciones efectuadas tanto en los mantos del Pedraforca (Vergés y Martínez, 1988; Hoja de la Pobra de Lillet, Vergés *et al.*, 1993) como en la Unidad Surpirenaica Central (Séguret, 1972). Al mismo tiempo se observa que los conglomerados de edad Santoniense (22) recubren en discordancia a niveles más antiguos del Jurásico hacia el sur (Vicens, 1984). En la misma dirección, hay un predominio de las facies costeras clásticas. En la lámina más superior del conjunto de láminas, el Garumniense está constituido por brechas monogenicas (ver apartado

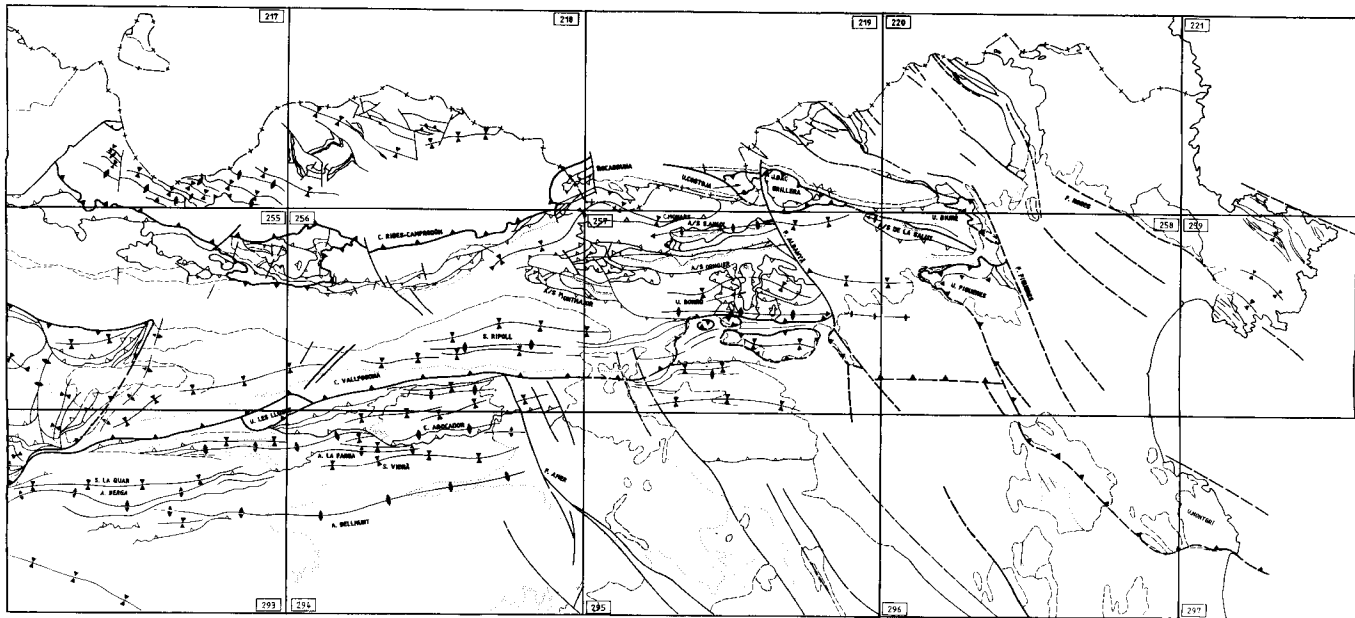


Figura 5. Esquema tectónico del Pirineo oriental, con la representación de las Hojas Magna. En la Hoja de Figueres se pueden reconocer las unidades tectónicas de la Unidad de Biure, Sinclinal, Unidad de Figueres-Montgrí y depresión neógena del Empordà.

estratigrafía) y se dispone discordante encima de materiales jurásicos. Este cambio en las facies y en la disposición asociada a la lámina más septentrional una vez restituida, indica la existencia de movimientos relacionados con la estructuración del manto de Bac Grillera (Pujadas *et al.* 1989).

Las diferencias medidas entre el corte compensado y restituido (Pujadas *et al.*, 1989) indican un valor de acortamiento del 60%. La proveniencia de esta unidad se discutirá mas adelante.

2.3.3. Manto del Cadí

El manto del Cadí esta formado por las rocas del basamento cuya estructura ha sido comentada anteriormente y por rocas de la cobertera. Ambas han sufrido una deformación compresiva eocena. La cartografía detallada de los sedimentos de la cobertera muestra un gran numero de superficies de cabalgamiento formando una geometría de rampas y rellanos. Las rampas se observan bien cuando los cabalgamientos cortan a los niveles de calizas, y los rellanos siguen preferentemente los niveles de margas. Esta geometría de cabalgamientos se observa a todas las escalas: cartografía, paisaje y afloramiento. En los niveles de margas se observan zonas muy deformadas por cizalla.

La estructura general que afecta a los materiales de la cobertera consiste en un sistema de pliegues y cabalgamientos de dirección E-W, con vergencia sur. Esta dirección cambia a NE-SW en la transversal de Beget, en el límite con la Hoja de Ripoll (Muñoz *et al.*, 1993). La alternancia de niveles calizos y margosos condiciona la geometría dúplex de los cabalgamientos, donde cada nivel de calizas esta repetido tectónicamente. El cabalgamiento inferior del dúplex se sitúa en las margas inferiores y el cabalgamiento superior en las superiores. Estas geometrías se encuentran bien desarrolladas al sur de la presente Hoja (Hoja de Olot Martínez *et al.*, 1993).

El apilamiento de geometrías dúplex hace muy difícil el seguimiento de estructuras concretas, al ser un sistema de cabalgamientos entroncados. Sólo algunos de los cabalgamientos cartografiados tienen una entidad importante cómo el cabalgamiento que es observable en la ventana tectónica del río Borró en la Hoja de Olot (Martínez *et al.*, 1993), el cual recubre a otra lámina con un salto superior a los 2.5 km.

Las calizas y calizas margosas situadas en el río la Muga muestran una serie de repeticiones, deducidas tanto de la geometría y potencia de las capas como de la repetición de un mismo nivel de calizas con miliólidos que ha servido de nivel guía.

Los materiales paleocenos y eocenos situados al norte de la falla de la Salut muestran una esquistosidad bien desarrollada con un buzamiento norte. Esta esquistosidad oblitera a la estratificación, muy difícil de observar y está deformado 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 ("buttressing") durante la inversión de dicha falla (Pujadas *et al.* 1989).

El contacto entre el Garumniense y las margas y calizas del Ilerdiense corresponde a un contacto tectónico. Así al noreste del pueblo de Costoja (Francia) se observa en dicho contacto una intensa deformación (corte III-III'). La esquistosidad y las estructuras formadas en el contacto sugieren un movimiento de falla inversa con dirección norte. Las mismas dirección de movimiento se observa en los dos cabalgamientos observados en la transversal del corte I-I'. Este contacto a lo largo de toda la Hoja se ha interpretado como un retrocabalgamiento. Este retrocabalgamiento se produjo sincrónicamente al plegamiento de dirección E-W de los materiales del manto del Cadí durante el apilamiento de rocas del basamento al norte. La zona limitada entre dicho apilamiento y la falla de la Salut se pliega en sinclinal, plegando a los mantos de Costoja y de Bac Grillera ya emplazados como puede observarse en los cortes III-III' y IV-IV'.

2.3.3.1. Sinclinal de Darnius

La participación de los materiales graníticos conjuntamente con los de la cobertera en el plegamiento alpino se pone especialmente de manifiesto en el sinclinal de Darnius. Los materiales garumnienses del sinclinal presentan un clivaje de dirección E-W y buzamiento hacia el norte que es especialmente penetrativo en los materiales lutíticos y margosos. Este pliegue no es un sinclinal sencillo dado que está bordeado por fracturas. Su límite sur corresponde a una falla substractiva que pone en contacto la parte alta de la serie garumniense con los granitoides tardihercínicos. Su límite septentrional en el sector oriental del sinclinal, situado en la Hoja de La Jonquera, corresponde a un cabalgamiento que representa la continuación de la banda milonítica que limita la punta de La Vajol. En la terminación occidental del sinclinal, los materiales del Garumniense son discordantes por encima de los granitoides. Asimismo en esta terminación el sinclinal es más abierto. Esta variación longitudinal conjuntamente con la inclinación hacia el este del eje del sinclinal permite deducir la geometría completa del sinclinal de Darnius en un corte. Se trata de un pliegue situado al norte de una falla normal anterior y que se aprieta progresivamente hacia arriba al mismo tiempo que el cabalgamiento septentrional se aproxima a la falla normal. Así, el sinclinal de Darnius representa una estructura característica de inversión tectónica: una zona triangular o zona muerta en el bloque inferior de un cabalgamiento que ha experimentado una deformación por "buttressing" contra la falla normal.

El sinclinal de Darnius tiene una continuidad de 6-8 km hacia el este, en donde queda cortado por la falla normal de Figueres (Hoja de Figueres, Fleta *et al.*, 1993).

2.3.4. Estructura general (corte geológico N-S)

En la zona de els Banys d'Amelia, en Francia (fig. 6), aflora un conjunto de láminas cabalgantes constituidas por materiales mesozoicos, cabalgando sobre unos materiales mesozoicos autóctonos que se disponen discordantemente encima del basamento hercínico (Casteras *et al.* 1958). La lámina cabalgante más septentrional y superior está formada por rocas her-

cínicas. La serie mesozoica está constituida por Permo-Triásico, Triásico y Jurásico (Lías) recubierto discordantemente por un Cretácico superior formado por una serie muy parecida a la descrita para la unidad de Bac Grillera. La serie está coronada por materiales rojos de Garumniense.

En el corte de la fig. 6, el manto de Bac Grillera se ha enraizado en la zona de els Banys d'Amèlia. Esta interpretación está apoyada tanto por criterios estratigráficos como tectónicos. Los primeros se basan en la similitud a nivel de potencias y facies entre las series mesozoicas de Costoja-Bac Grillera y els Banys d'Amèlia. Los segundos se sustentan en que los cabalgamientos y bandas de cizalla consideradas alpinas por Liesa (1988), en ningún caso tienen materiales mesozoicos involucrados. Estas estructuras son las que forman la estructura antiformal de los materiales del zócalo.

La falta de afloramiento no permite la observación de la estructura de la cobertera sobre la zona antiformal constituida por basamento. Una posible interpretación de la estructura de la cobertera entre els Banys d'Amèlia y Bac Grillera sería un despegue de esta cobertera por encima del basamento, igual que en la terminación occidental de la zona axial del Pirineo (Teixell, 1990). En las dos zonas, el basamento se encuentra involucrado en la estructura, en la parte septentrional. Según esta interpretación, es difícil calcular el acortamiento de cada lámina situada por encima del despegue.

2.3.5. Geometría del sistema de cabalgamientos

La geometría del sistema de cabalgamientos alpinos en la transversal de la Hoja puede esquematizarse en un conjunto de cabalgamientos principales que siguen, cuando existen, importantes niveles de despegue. En el Pirineo oriental estos niveles son el Trías (Muschelkalk y Keuper), el Garumniense y los yesos de Beuda en el antepaís. El cabalgamiento basal del sistema de cabalgamientos pirenaicos se sitúa en los materiales del Paleozoico inferior y en las rocas graníticas aprovechando alguna superficie de debilidad.

Entre estos cabalgamientos principales se desarrolla un sistema de cabalgamientos formando geometrías dúplex, cuyos cabalgamientos inferior y superior corresponden con los cabalgamientos principales. Así entre el cabalgamiento basal del Pirineo y el cabalgamiento situado en el Trías se forma una gran estructura antiforme debido al apilamiento de láminas del zócalo.

La geometría de los materiales anteriores a la compresión condicionó la geometría del sistema de cabalgamientos. En el basamento, la inexistencia de Silúrico y Paleozoico superior condicionó la localización del cabalgamiento inferior dentro del Paleozoico inferior y de las rocas graníticas. El primer cabalgamiento principal situado en niveles estructurales más altos ya corresponde con el primer cabalgamiento situado en el límite entre la cobertera y el basamento. De norte a sur este se sitúa en el Trías y en el Garumniense.

Hacia el sur, el cabalgamiento basal va subiendo en la serie estratigráfica hasta alcanzar las evaporitas de la Fm. de Vallfogona, que actuó como excelente nivel de despegue (Martínez *et al.*,

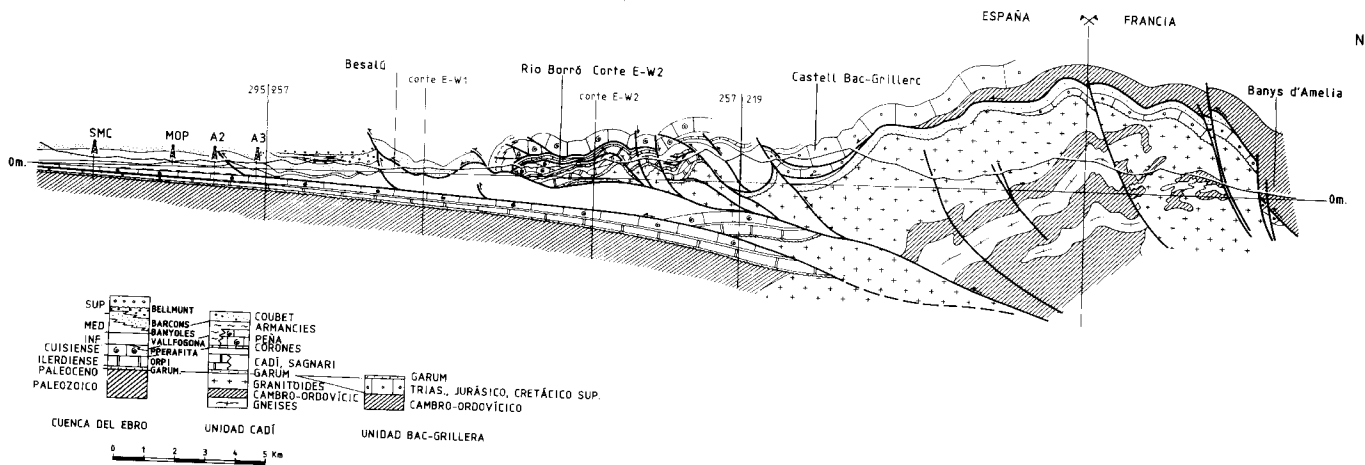


Figura 6. Corte de síntesis N-S, desde el pueblo de Banyes d'Amelia, en Francia, hasta el sur de Banyoles. En dicho corte se ha integrado parte de un corte realizado en la zona francesa de Banyes d'Amelia, parte de la estructura de Bac-Grillera, y el corte III-III', prolongado en la Hoja de Banyoles (para mayor explicación ver texto).

1989; Vergés *et al.*, 1991a; Clavell, 1991; Hoja de Olot, Martínez *et al.*, 1993; Hoja de Manlleu, Saula *et al.*, 1993)

2.3.6. 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 inclinación 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.* (1982). 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 meridional de la Hoja de Maçanet. 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 noreste 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 noroeste del mapa (correspondiente a la zona central del Pirineo) hasta valores de +50 miligales en el extremo noreste (Mar Mediterráneo). Este gradiente está ligado a la disminución de la potencia de la corteza hacia el noreste, de acuerdo con los datos de la sismica profunda (Torné *et al.*, 1988).

3. GEOMORFOLOGIA

La Hoja de Maçanet de Cabrenys comprende la vertiente meridional de la Serra de l'Albera-Roc de Frausse incluyendo las cimas y un pie de monte bien desarrollado. En el lado sur aparecen los relieves mesozoicos del Castillo de Bach Grillera mientras que hacia al Oeste el mapa solo comprende una pequeña franja (la más septentrional) de la comarca de la Garrotxa donde afloran materiales terciarios.

La Serra de l'Albera forma parte de un bloque levantado descrito con el nombre de Horst de

las Alberes-Roc de Frausa (Calvet, 1985). La vertiente sur del mismo, presenta superficies de erosión interrumpidas por los relieves estructurales correspondientes a los materiales alóctonos del Castillo de Bach Grillera. Más al oeste los materiales terciarios presentan un modelado también de tipo estructural. Al Este la existencia de un substrato eminentemente granítico se corresponde con la existencia de un modelado propio de esta litología.

La litología resulta, por tanto, un factor importante en la descripción del relieve. Por un lado la existencia de áreas ocupadas por granitoides, concretamente la cubeta de Maçanet y la parte más oriental de la Hoja, y de otra la presencia de los gneises del Roc de Frausa dan las características principales al relieve de estas zonas formadas por los materiales más antiguos en el ámbito de la Hoja.

Las litologías fundamentalmente calizas del resto de materiales (Mesozoico y Terciario) afectadas por una tectónica de pliegues y escamas cabalgantes presentan un relieve muy diferente de las zonas anteriores.

El relieve de las áreas graníticas está condicionado por las diferentes composiciones de los granitoides que forman el substrato si bien a diferencia de la vecina Hoja de La Jonquera, al no ser tan frecuentes los leucogranitos, los relieves residuales no son tan evidentes. Si que lo son, en cambio, en el caso de los gneises del Roc de Frausa presentando salientes, castillos rocosos y otras morfologías diferenciándose de las zonas donde el substrato es granítico caracterizadas por un relieve "bolar" propio de un substrato fuertemente afectado por la meteorización y que presenta grandes áreas recubiertas por un manto de alteración (sauló).

El área más meridional de la Hoja corresponde a los materiales mesozoicos y terciarios. Presenta un modelado muy diferente caracterizado por escarpes, y superficies estructurales así como características propias del modelado de las rocas carbonatadas (karst) ya que son frecuentes las morfologías producidas por disolución de los materiales carbonatados en la superficie de las rocas (lapiaz).

El origen de las formas del modelado de las áreas graníticas es debido fundamentalmente a la meteorización química de los granitoides. El agente de meteorización por excelencia es, en estos casos, el agua de lluvia. Esta se filtra a través de las discontinuidades originadas durante la exhumación del macizo además de las generadas por efectos magmáticos y tectónicos. El agua circula por la red de diaclasas del granito transformando y disolviendo los componentes originales de la roca. Estos procesos producen con el paso del tiempo un manto de alteración ("sauló") que puede llegar a alcanzar espesores considerables.















Las formas resultantes de estos procesos se pueden dividir en mayores y menores. Los bolos de granito, modelado bolar, son la expresión morfológica más común de las áreas graníticas de la Hoja. Los bolos son núcleos residuales de roca fresca que han resistido la alteración y han aparecido en superficie cuando los agentes erosivos, las aguas de escorrentía principalmente, han barrido el manto alterado que los rodeaba.

En el tamaño y la forma de los bolos influye la densidad y orientación de las diaclasas así como la intensidad de la meteorización.









LEYENDA DEL MAPA GEOMORFOLOGICO Y DE FORMACIONES SUPERFICIALES DE LA HOJA 219: MAÇANET DE CABRENYS



MORFOGRAFIA

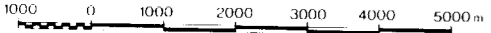
-  Red hidrogràfica
-  Crestas
-  Escarpe, borde estructural
-  Escarpe, cornisa
-  Pequeños escarpes estructurales
-  Lineas de capa dura, lineaciones estructurales (metamórficas)
-  Chevróns
-  Barras rocosas, Hog-Back, relieves residuales
-  Relieves residuales: Domos rocosos, castillos, etc.
-  Salientes rocosos
-  Escaleras o peldaños rocosos
-  Rellano enigmático
-  Plataforma estructural
-  Rotura de pendiente cóncava

FORMACIONES SUPERFICIALES

-  Manto de alteración con relieves residuales. Relieve bolar
-  Manto de alteración "sauló"
-  Aluvial indiferenciada
-  Depósitos aluviales de origen granítico
-  Depósitos de vertiente. Derrubios, tarteras
-  Depósitos de vertiente muy bastos (bloques)

FORMAS ANTROPICAS

-  Núcleo urbano
-  Carretera asfaltada



Este modelado contrasta con el del resto de rocas graníticas de otras zonas del Pirineo, que presentan un modelado propio de climas mucho más fríos, y es similar al que se puede encontrar en la Cordillera Prelitoral Catalana con substrato granítico.

El modelado de las zonas formadas por materiales terciarios y mesozoicos está completamente controlado por la estructura y la litología. Son característicos los escarpes y superficies estructurales propias de los terrenos de cobertera desarrolladas a partir de erosión diferencial.

Los ríos Arnera y Muga corresponden a los cursos principales del ámbito de la Hoja y aparecen controlados por el embalse de Boadella. De un lado el río Muga drena materiales de origen Mesozoico y Terciario mientras que el río Arnera drena los materiales, graníticos y gnéissicos principalmente, de origen paleozoico.

Las formaciones superficiales que aparecen en el ámbito de la Hoja se clasifican según su génesis en tres grandes grupos: aluviales, de vertientes y de alteración, correspondientes a procesos acaecidos ya entrado el Cuaternario si exceptuamos los depósitos de alteración de los granitoides que podían haber sido iniciados antes. No existen dataciones relativas coherentes y mucho menos dataciones absolutas por lo que la edad de estos depósitos no puede acotarse con exactitud.

4. PETROLOGIA

4.1. PETROLOGIA IGNEA

4.1.1. Rocas ígneas pre-hercínicas

Afloran al noreste de la Hoja y forman las cotas más elevadas del Macizo del Roc de Frausa a causa de su resistencia a la erosión. Las rocas ígneas pre-hercínicas son representadas por granitoides gneisificados por efecto de la orogenia hercínica, por lo que a partir de este punto se les llamará gneises. Los gneises del Roc de Frausa constituyen el núcleo de un domo metamórfico alrededor del cual se sitúan los metasedimentos cambro-ordovícicos. En esta Hoja sólo se observa el extremo sur de este domo el cual está mayoritariamente situado en la vertiente francesa del macizo. En el Pirineo existen diversos domos metamórficos con características similares al del Roc de Frausa. Cabe citar el Canigó, Aston y el domo truncado de l'Albera.

Respecto a las relaciones entre los gneises y la serie de Canavelles cabe destacar la controversia existente sobre la discordancia descrita por Cavet (1957) (ver estratigrafía). La aceptación de dicha discordancia ha llevado a diversos autores (Autran *et al.*, 1966, Autran y Guitard, 1969, Guitard, 1970, Geysant *et al.*, 1978) a considerar los gneises como un zócalo precámbrico (Cadomiense). Otros autores (Jäger y Zwart, 1968, Zwart, 1979, Sebastián, 1981, Liesa, 1988) interpretan que los gneises no constituyen un zócalo sino que derivan de materiales intrusivos de edad cámbrica o ordovícica.

En la vertiente sur del macizo del Roc de Frausa se pueden distinguir tres tipos de gneises: los gneises ocelares, los gneises de grano fino (leptinitas, de Guitard, 1970) y los gneises leuco-

cráticos. Los gneises ocelares son los que constituyen mayormente el macizo los gneises de grano fino y los leucocráticos están intercalados dentro de los gneises ocelares. Los gneises ocelares presentan grano grueso, con porfiroblastos de feldespato potásico (microclina) envueltos por una matriz constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y, localmente moscovita. Se observa una distribución zonal de la medida de grano de los porfiroblastos. La medida de grano de los porfiroblastos aumenta desde la periferia (5-10 mm) hacia las partes centrales del macizo (30-40 mm). El contenido en filosilicatos también es variable aunque no se ha observado una zonación.

Los gneises de grano fino (leptinitas) se encuentran generalmente cerca de los contactos con el encajante metapelítico. Forman pequeños filones o cuerpos irregulares, de pequeñas dimensiones que cortan a los gneises ocelares y/o al encajante metasedimentario. Localmente se observan cuerpos pegmatíticos asociados a los gneises de grano fino. Petrográficamente se caracterizan por tener medida de grano de 1 mm aproximadamente. Presentan un contenido en cuarzo y feldespatos muy elevado (el 95% de la roca). Generalmente presentan moscovita y localmente biotita.

Los gneises leucocráticos son menos abundantes que los anteriores. Son rocas de aspecto leucogranítico en las que se observa la textura granuda relictas. La medida de grano aproximada es de 3 mm, característica que permite diferenciarlos de los gneises de grano fino. Presentan un elevado contenido en cuarzo y feldespatos y bajo contenido en filosilicatos por lo que la foliación es poco marcada. Están intercalados entre los gneises ocelares o bien en la serie metapelítica. No se han observado relaciones espaciales entre estos gneises y los de grano fino.

4.1.2. Rocas ígneas hercínicas

Las rocas ígneas hercínicas ocupan una amplia área al este de la Hoja. Forman el extremo oeste del macizo de Sant Llorenç-La Jonquera, uno de los más extensos del Pirineo, con más de 200 km². La morfología del macizo de Sant Llorenç - La Jonquera sigue a grandes rasgos las estructuras hercínicas y alpinas, es un cuerpo elongado en dirección E-W en el que aparecen diversos tipos de granitoides, desde tonalita o localmente diorita hasta granito, los cuales indican una tendencia calco-alkalina del batolito. Esta tendencia calco-alkalina es común al conjunto de granitoides del Pirineo emplazados en niveles estructurales epizonales descritos por Autran *et al.* (1970).

La distribución cartográfica de los distintos tipos de granitoides presenta, a grandes rasgos, una zonación. Al norte y en la parte central y volumétricamente más importante del cuerpo intrusivo se sitúa la granodiorita (3), la cual envuelve, cartográficamente, la facies más básica, la tonalita (2). La parte sur es ocupada por los granitos más ácidos (4, 5). Las masas de pórfidos graníticos-granodioríticos (6) y de leucogranitos (7) están distribuidas irregularmente entre los granitoides. Se pueden establecer parcialmente las relaciones temporales entre los diversos cuerpos intrusivos. El contacto entre la tonalita y la granodiorita es gradual, así como el contacto entre la granodiorita y el pórfido granodiorítico a granítico situado al sur de esta. El contacto entre el granito y la granodiorita y el pórfido granodiorítico a granítico es intrusivo y neto. Dentro del granito las dos facies diferenciadas presentan contactos graduales, situándose la

fácies con los cristales más alotriomorfos (el granito biotítico heterogranular) al sur. Los leucogranitos presentan contactos intrusivos netos con los granitoides encajantes.

En líneas generales se trata de una intrusión laminar, emplazada entre los niveles estructurales relativamente más elevados de la serie cambro-ordovícica, afectados por metamorfismo regional de grado medio y los materiales del Ordovícico superior, de bajo grado metamórfico, observables más al este, en la Hoja de Agullana. Ambos contactos son intrusivos. Dado que se observan los contactos inferior y superior de la lámina intrusiva se puede calcular su grosor en unos 3 km aproximadamente. Al sur, los materiales garumnienses se disponen discordantemente encima del granito. Las intrusiones tuvieron lugar con posterioridad a las principales fases deformativas hercínicas y provocaron una aureola de metamorfismo de contacto en el encajante.

En la Hoja de Maçanet se reconocen cinco facies distintas de granitoides. La granodiorita con biotita y hornblenda o biotita sola (3) ocupa la parte norte y central del área. La facies más básica es representada por la tonalita (2) y está situada entre dos masas importantes de granodiorita. Al sur, la granodiorita limita con pequeños cuerpos de forma alargada de pórfido granítico a granodiorítico (6), los cuales separan localmente la granodiorita del granito de St. Llorenç (Autran *et al.*, 1970), un granito con fenocristales de feldespatos potásico de color rosa (4). Dentro de este granito se distingue una facies más ácida, con los feldespatos potásicos alotriomorfos, el granito biotítico heterogranular (5). Asociado al granito de St. Llorenç se encuentran pequeños diques y masas de aplitas o aplitas-pegmatitas de grosor decimétrico a métrico. El leucogranito con dos micas (7) intruye en la tonalita y en la granodiorita en forma de diques de dirección NE-SW de grosor variable o bien en masas de extensión hectométrica formando enjambres de diques localizados en áreas preferentes. No obstante, en la Hoja de Maçanet es muy poco abundante el leucogranito.

Las características petrográficas de los distintos tipos de granitoides se describirán a continuación.

4.1.2.1. *Tonalita con biotita y hornblenda (2)*

Constituye el granitoide con un mayor índice de color de los cartografiados en el macizo de St. Llorenç-La Jonquera. A visu se caracteriza por la presencia de cristales de plagioclasa de 5 a 10 mm, de color blanco muy nítido en fractura fresca que contrastan con el color negro intenso de los cristales de biotita y hornblenda de menor tamaño (2 a 4 mm). En el afloramiento la tonalita se presenta en forma de bolas de gran tamaño, con la muestra muy fresca, separadas por zonas completamente meteorizadas; no obstante, el frente de meteorización de la roca es neto. Al norte se encuentra en contacto con los materiales cambro-ordovícicos. Los contactos son intrusivos e irregulares, aunque en general siguen un mismo nivel litológico del encajante. Localmente, cerca del contacto se observa una foliación en la tonalita paralela a este. Esta foliación es marcada por los minerales máficos y, tímidamente, por los cristales tabulares de plagioclasa. Los enclaves máficos existentes están elongados paralelamente a dicha orientación. El origen de esta foliación no es claro. Estévez (1973) la atribuye a flujo magmático y/o a mimetismo de la estructura de los esquistos. En el interior de la tonalita, cerca del contacto, se obser-

van pequeños xenolitos redondeados o alargados de roca encajante completamente corneanificados. Al sur, el contacto con la granodiorita con biotita y hornblenda es gradual.

Ocasionalmente presenta enclaves máficos de grano fino, de composición cuarzo-diorítica a diorítica. Estos enclaves son redondeados y no suelen superar los 20 cm de diámetro.

Presenta microestructura granuda holocristalina. Los minerales esenciales son plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico (microclina), biotita y hornblenda. Las plagioclasas son idiomorfas a hipidiomorfas, presentan mayoritariamente la macla de la albita, a veces asociada con la de la periclina o con la de Carlsbad. Abundan los cristales zonados, con zonación normal. Menos abundantes son las zonaciones oscilatorias y las zonaciones a parches ("patchy zoning"). Otras características son la sineusis entre cristales de plagioclasa y la presencia de mirmequitas en los bordes de algunas plagioclasas en contacto con feldespato potásico. Puede incluir biotita, hornblenda, apatito o circón. Se altera a sericita, epidota, especialmente en el centro de los cristales, y clorita.

El feldespato potásico se identifica como microclina generalmente perítica. Es alotriomorfo, intersticial y con distribución irregular. Su contenido puede aumentar localmente hasta constituir una granodiorita.

El cuarzo es alotriomorfo y ocupa posiciones intersticiales. Tanto el cuarzo como el feldespato potásico pueden incluir parcial o totalmente cristales idiomorfos de plagioclasas o de máficos.

Los minerales máficos se encuentran en forma de pequeños cristales agrupados. El más abundante es la biotita, hipidiomorfa a alotriomorfa. Incluye circones, los cuales presentan un halo concéntrico a su alrededor, así como apatitos, distribuidos paralelamente a las caras prismáticas. Sus minerales de alteración más abundantes son clorita, óxidos de hierro y en ocasiones pumpellita. La hornblenda se encuentra generalmente asociada a la biotita. El contenido de hornblenda es muy variable; puede ser superior o, en algunos casos, inferior al de las granodioritas o nulo (Liesa y Morales, 1986). Es de hipidiomorfa a idiomorfa y presenta pleocroismo verde moderado. Se altera a clorita, epidota y óxidos de hierro.

Los minerales accesorios más importantes son el circón y el apatito. Ambos son idiomorfos y suelen estar incluidos dentro de los minerales esenciales de la roca, especialmente plagioclasa, biotita y hornblenda.

La tabla 1 muestra la composición mineralógica y química de dos muestras representativas de tonalita. Es importante remarcar que puntualmente la tonalita puede entrar dentro del campo de la cuarzo-diorita cuando disminuye su contenido en cuarzo o en el de la granodiorita cuando aumenta su contenido en feldespato potásico.

TABLA 1

Composición mineralógica (1)	Composición química (2)	
Q	SiO ₂	62.55
FK	TiO ₂	0.71
Pl	Al ₂ O ₃	16.12
Bi	Fe ₂ O ₃	5.41
Hb.....	FeO	nd
Acc	MnO	0.08
Sec.....	MgO	2.00
Total	CaO	4.78
.....	Na ₂ O	3.35
Q	K ₂ O	3.17
A.....	H ₂ O+	0.75
P	H ₂ O-	nd
f.r.....	P ₂ O ₅	0.17
M.....	Total	99.09

(1) Liesa y Morales (1986)

(2) Liesa (1988)

4.1.2.2. *Granodiorita biotítico-hornbléndica* (3)

Presenta un aspecto muy parecido a la tonalita pero su índice de color es menor. En muestra de mano se aprecia menor cantidad de máficos, especialmente hornblenda, cristales de feldespato potásico, en ocasiones con macla de Carlsbad y mayor presencia de cuarzo. La granodiorita envuelve cartográficamente a la tonalita y ocupa la parte norte y la central del macizo de La Jonquera. Debido a la fácil meteorización de los feldespatos forma relieves suaves constituidos por sauló, nombre local de los granitoides meteorizados, y es la tierra de cultivo de los viñedos de esta zona del Empordà. No obstante, al igual que en las tonalitas, la superficie de separación entre la roca fresca y la zona alterada es nítida y da origen a grandes bolas con muestra fresca que sobresalen de la zona meteorizada.

Al norte, se encuentra en contacto con los materiales cambro-ordovícicos. El contacto es intrusivo y neto, a grandes rasgos, sigue un mismo nivel litológico y la granodiorita se sitúa por encima de la roca encajante. En la parte central la granodiorita se empobrece en feldespato potásico y pasa gradualmente a la tonalita. Al sur la granodiorita presenta localmente una fácies porfídica, referida en la cartografía como pórfido granítico (6), aunque su composición varía localmente de granodiorítica a granítica. El contacto entre ambos es gradual, no obstante en el campo generalmente se puede delimitar en una distancia de una veintena de metros.

El contacto con el granito con megacrístales de feldespato potásico es muy nítido y vertical.

Presenta enclaves melanócratas de grano fino de composición cuarzo-diorítica a diorítica. Cabe destacar que estos enclaves no son muy abundantes y su tamaño nunca supera los 25 cm de diámetro aproximadamente.

La microestructura de la granodiorita es granuda, holocristalina y de grano medio. Los minerales esenciales son la plagioclasa, el feldespato potásico, el cuarzo, la biotita y la hornblenda. Este último mineral puede no estar presente localmente.

La plagioclasa es idiomorfa a hipidiomorfa. Su medida de grano, aproximadamente 3 mm, es inferior a la de la tonalita. Son abundantes los cristales maclados con las maclas polisintéticas según la ley de la albita. Algunos cristales presentan también macla de la periclina y/o macla de Carlsbad y excepcionalmente macla de Manebach. Presenta zonación normal cuya composición del núcleo es An 60 a An 40 y la del borde An 23 aproximadamente (Estévez, 1973). También puede presentar zonación oscilatoria o a parches. Otras características son la sineusis entre dos cristales de plagioclasa y la formación de mirmequitas en plagioclasas en contacto con el feldespato potásico. Sus productos de alteración son la sericita y, en muestras con visible alteración hidrotermal, este mismo mineral asociado a clinozoisita o epidota, producto de la sausrización de la plagioclasa.

El feldespato potásico, microclina, se presenta como megacristales idiomorfos de tamaño de grano entre 10 y 15mm y generalmente con macla de Carlsbad visible en muestra de mano. También se encuentra en posición intersticial, alotriomorfo y con medida de grano menor. Puede incluir plagioclasa o minerales máficos. Se altera a caolín.

El cuarzo es alotriomorfo. Incluye pequeños cristales idiomorfos de biotita o plagioclasa.

La biotita es el máfico más abundante. Su proporción disminuye considerablemente respecto a la de la tonalita. Tiene hábito tabular y pleocroismo marrón. Se altera a clorita. El contenido de hornblenda es muy variable, en algunos casos puede ser superior al de las tonalitas, en cambio, en las variedades más leucocráticas puede estar ausente (Liesa y Morales, 1986). Forma cristales idiomórficos a hipidiomórficos que pueden encontrarse aislados o bien asociados a biotita. Su medida de grano es ligeramente mayor cuando están aislados (prismas de 3mm máximo, la dimensión mayor). Presenta un pleocroismo verde moderado y ocasionalmente está maclada.

Los minerales accesorios más importantes son el apatito, el circón, minerales metálicos y excepcionalmente rutilo (Estévez, 1973). No obstante el contenido de accesorios es menor que en la tonalita.

La composición mineralógica y química de dos muestras representativas de granodiorita se encuentra en la tabla 2. Cabe destacar que localmente se encuentran variedades de granodiorita con biotita como máfico exclusivo y variedades leucocráticas.

TABLA 2

Composición mineralógica (1)		Composición química (2)	
Q	24.79	SiO ₂	66.39
FK	19.96	TiO ₂	0.50
Pl	41.58	Al ₂ O ₃	15.57
Bi	10.56	Fe ₂ O ₃	3.98
Hb	2.54	FeO	nd
Acc	0.06	MnO	0.07
Sec.	0.50	MgO	1.26
Total	99.99	CaO ₃	3.46
		Na ₂ O	3.47
Q	28.71	K ₂ O ₃	3.74
A	23.12	H ₂ O+	0.90
P	48.17	H ₂ O-	nd
f.r.	67.57	P ₂ O ₅	0.14
M	13.10	Total	99.48

(1) Liesa y Morales (1986)

(2) Liesa (1988)

4.1.2.3. *Pórfido granítico (6)*

La característica más sobresaliente de este pórfido es la presencia de fenocristales de feldespato potásico rodeados de albita que le configuran una textura rapakivi. Se encuentra en pequeñas masas, al sur de la granodiorita con biotita y hornblenda. El contacto entre esta y el pórfido es gradual, aunque en el campo se puede delimitar en unos 30 metros aproximadamente. La aparición del pórfido se reconoce por el aspecto progresivamente más porfídico de la granodiorita y la disminución de la medida de grano de la roca, así como por la presencia de la textura rapakivi. Estas características y el hecho que el pórfido se sitúe en pequeños cuerpos en la parte superior de la granodiorita se puede interpretar como que el primero constituye una facies de borde de la granodiorita. Al sur, el pórfido limita con el granito con megacristales de feldespato potásico por un contacto intrusivo neto.

Presenta gran cantidad de enclaves básicos de grano fino y de orden métrico, con bordes redondeados

Las características macro y microscópicas de este pórfido son muy variables. En cuanto a su composición mineralógica presenta como minerales esenciales cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y hornblenda, la cual puede estar localmente ausente. Su composición química va de granodiorítica a granítica. Asimismo la textura es también variable desde textura claramente porfídica con matriz afanítica o granuda de grano fino hasta textura granuda con pocas diferencias de medida de grano entre los diversos minerales.

La plagioclasa forma parte tanto de los megacristales como de la matriz; paralelamente su forma va de idiomorfa a subidiomorfa. Los megacristales tienen una medida de grano de 3 a 4 mm. El contenido de plagioclasa es muy variable. La disminución de su contenido suele ir en favor de un aumento del feldespato potásico, por lo que la roca varía de granodiorita a granito. Abundan los cristales con macla de la albita, y, en algunos casos con la macla de la periclina. Presentan zonación normal muy marcada y zonación a parches. En algunos cristales se observa sineusis. Las mirmequitas están muy bien desarrolladas en los bordes en contacto con feldespato potásico, especialmente en la plagioclasa que constituye la matriz, en las que se pueden observar pequeños cristales de cuarzo vermicular. Incluye biotita y hornblenda. Se altera a sericita.

El feldespato potásico es abundante aunque su contenido, al igual que el de la plagioclasa es muy variable. Se presenta en forma de megacristales y en la matriz. Los megacristales son idiomórficos, miden de 3 a 5mm y están generalmente envueltos por una corona de albita de 1 o 2mm de grosor, dando el característico aspecto rapakivi. El feldespato potásico de la matriz es alotriomorfo, y forma una textura granuda de grano fino con el cuarzo, ocupando posiciones intersticiales. Puede ser poiquilítico e incluye cristales de plagioclasa, biotita y hornblenda. Presenta intercrecimientos gráficos con cuarzo y pertitas. Abundan los cristales con macla de Carlsbad.

El cuarzo es alotriomorfo. Junto con el feldespato potásico forma parte de la matriz, la cual presenta textura granuda de grano fino o bien está constituida por cristales poiquilíticos que incluyen los minerales máficos, biotita y hornblenda y plagioclasa. Se observa reabsorción en los bordes de grano.

Los minerales máficos esenciales, biotita y hornblenda están asociados espacialmente cuando este mineral está presente y se disponen como agrupaciones de pequeños cristales, al igual que en la tonalita y la granodiorita. Forman megacristales idiomórficos. Son placas y prismas respectivamente de una medida de grano de 1 a 2 mm. La biotita se altera a clorita y pumpeilita o bien clorita y minerales opacos y la hornblenda se altera a clorita. El circón y el apatito constituyen los minerales accesorios más importantes.

En la tabla 3 se expresa la composición química de una muestra de pórfido granítico característico, con biotita y hornblenda y facies rapakivi.

TABLA 3

Composición química (1)

SiO ₂	74.45
TiO ₂	0.21
Al ₂ O ₃	13.35
Fe ₂ O ₃	1.93
FeO	nd
MnO	0.04
MgO	0.29
CaO	1.05
Na ₂ O	3.06
K ₂ O	4.85
H ₂ O+	0.77
H ₂ O-	nd
P ₂ O ₅	0.07
Total	100.07

(1) Liesa (1988)

4.1.2.4. *Granito de megacristales (4) y granito biotítico heterogranular (5)*

Ambos tipos de granito se describirán simultáneamente dado que ambos constituyen dos variedades dentro de un mismo cuerpo intrusivo. En esta descripción nos referiremos a granito biotítico para designar a los dos en conjunto.

Este granito ha sido denominado en la literatura granito de Sant Llorenç (Autran *et al.*, 1970) y granito porfidoblástico de Montdavà (Estévez, 1973). A grandes rasgos se caracteriza por presentar un grano grueso y un color rosado dado por la abundancia de feldespato potásico. Se meteoriza con mucha facilidad, dando lugar a un sauló incoherente. Esta fácil alteración es especialmente notoria en el granito heterogranular, del cual es muy difícil encontrar muestra fresca.

Se encuentra en contacto, al norte, con la granodiorita con biotita y hornblenda (3) y con el pórfido granítico a granodiorítico (6). Los contactos con ambos granitoides son intrusivos y netos y su traza cartográfica indica un fuerte buzamiento. La morfología del cuerpo intrusivo, alargada en dirección E- W paralelamente a la granodiorita, su situación más al sur y el hecho de que en Sant Aniol, al sur de la Hoja de Maçanet, el granito con megacristales intruye en la zona de la biotita de la serie cambro-ordovícica, en niveles superiores a los que intruye la tonalita y la granodiorita con biotita y hornblenda (Estévez, 1973) se puede interpretar como que el granito biotítico se sitúa por encima de la granodiorita y del pórfido. Esta posición apical del granito biotítico con respecto a la granodiorita y al pórfido es también interpretada por Estévez (1973) y difiere de la hipótesis de Autran *et al.* (1970), autores que opinan que este granito, la variedad más ácida del conjunto de intrusiones del macizo de Sant Llorenç - La Jonquera,

ocupa el núcleo de la cámara magmática y está envuelto por la granodiorita con biotita y hornblenda. Al sur los materiales del Garumniense se depositan discordantemente encima del granito.

El granito biotítico carece de enclaves máficos y de xenolitos. En cambio, son características las cavidades miarolíticas y las pegmatitas, bien en forma de pequeñas masas centimétricas a decimétricas o bien asociados a filones de aplita. Asimismo, este granito es atravesado por filones de pórfidos ácidos, en general de poca continuidad y de un grosor decimétrico.

Presenta una microestructura granuda de grano grueso, heterométrica. Destacan los megacristales de feldespato potásico sumergidos en una matriz granuda formada esencialmente por agregados de cuarzo, plagioclasa y biotita. El contenido en máficos es bajo (máximo un 8%) en ambas facies, aunque lo es especialmente en el granito heterogranular, variedad que localmente constituye un leucogranito.

La plagioclasa es de color blanco y se encuentra en megacristales y en la matriz. Los megacristales son idiomorfos y tienen una medida de grano de 800 micras a 6mm. Están poco zonados (An 15 - An 0, Estévez, 1973) y presentan macla de Carlsbad, macla de la albita y, en algunos cristales, macla de la periclina. Incluyen biotita, cuarzo y ortosa. La plagioclasa de matriz es subidiomorfa y tiene una medida de grano entre 140 y 300 micras. En los dos tipos se pueden observar mirmequitas en contacto con feldespato potásico y están generalmente sericitizadas, observándose en algunos casos moscovita secundaria.

El feldespato potásico es ortosa, aunque algunas están ligeramente triclinizadas. Se encuentran en megacristales y en la matriz. Los megacristales son idiomorfos, de color rosado y de 15 a 20mm en la variedad del granito con megacristales y alotriomorfos y de 10 a 15mm en el granito heterogranular. Son abundantes los cristales con maclas de Carlsbad y pertitas. El feldespato potásico de la matriz es alotriomorfo y ocupa posiciones intersticiales. Presenta intercrecimientos gráficos con cuarzo de tipo granofírico. Puede ser poiquilitico e incluye plagioclasa, biotita y cuarzo. El contenido de feldespato potásico es mayor en el granito heterogranular que en el de megacristales.

El cuarzo se presenta en forma de agregados de aspecto globoso, de 7 a 12mm e intersticialmente. Es alotriomorfo, aunque puede ser idiomórfico en algunos casos o bien cuando se encuentra en las cavidades miarolíticas. Al igual que el feldespato potásico es más abundante en el granito heterogranular que en el de megacristales.

La biotita es el único máfico existente. Es muy poco abundante en las dos variedades, aunque se aprecia un contenido menor en el granito heterogranular. Se presenta en forma de placas aisladas de 3 a 4mm subidiomorfas o de pequeños agregados de 1 a 2mm alotriomorfos. Se altera a moscovita, vermiculita, clorita, óxidos de hierro y esfena.

Se encuentran pocos minerales accesorios. Los más abundantes son el circón y el apatito.

Un análisis químico representativo del granito con megacristales está en la tabla 4.

No se dispone de análisis de la facies heterométrica debido a su avanzada meteorización.

TABLA 4

Composición química (1)

SiO ₂	69.29
TiO ₂	0.40
Al ₂ O ₃	14.79
Fe ₂ O ₃	3.14
FeO	nd
MnO	nd
MgO	0.99
CaO	2.35
Na ₂ O	3.59
K ₂ O	4.01
H ₂ O+	1.09
H ₂ O-	nd
P ₂ O ₅	nd
Total	99.65

(1) Liesa (1988)

4.1.2.5. *Leucogranito (7)*

Está muy poco representado en la Hoja de Maçanet, aunque más al este, en la Hoja de Agullana, ocupa grandes extensiones. Encajan dentro de la tonalita y de la granodiorita con biotita y hornblenda. Localmente también intruye dentro de los materiales paleozoicos de la formación de Canavelles. Se encuentra en masas de extensión de orden hectométrico o en forma de diques de dirección NE-SW y de grosor variable, los cuales se distribuyen irregularmente formando enjambres de diques localizados en áreas preferentes (ver Hoja de Agullana). Por su resistencia a la erosión forman las partes más elevadas y los relieves más sobresalientes de las colinas alrededor de La Jonquera, entre las zonas más deprimidas ocupadas por la granodiorita o la tonalita. Las relaciones temporales de los leucogranitos con el granito biotítico no se han podido establecer ya que los leucogranitos no encajan dentro del granito.

Se caracterizan por presentar biotita y moscovita. Su textura es granuda y heterométrica. Muestran variaciones en un mismo cuerpo intrusivo desde texturas granudas de grano medio a texturas granudas de grano fino o aplítico-pegmatíticas.

Se aprecian estructuras de flujo magmático definidas por un bandeamiento textural paralelo a los contactos y por la orientación de grandes cristales (hasta 20 mm) de biotita y moscovita.

Los minerales esenciales son el feldespato potásico, la plagioclasa y el cuarzo. Los accesorios más destacables son la biotita, la moscovita y la turmalina.

El feldespato potásico es muy abundante. Se presenta en forma de microclina pertítica y alo-

triomorfa. La plagioclasa es albítica, alotriomorfa y se encuentra en menor cantidad que el feldespato potásico.

4.1.2.6. *Aplitas y pegmatitas*

Se presentan en pequeños diques de grosor centimétrico a decimétrico y escasa longitud (inferior a los 100 m), por lo cual no han sido cartografiadas en la Hoja 1/50000. En general están íntimamente asociadas. Encajan tanto en los granitoides de la zona: tonalita y granodiorita con biotita y hornblenda y granito biotítico, como en los materiales metamórficos de la vertiente sur del Roc de Frausa, por tanto son posteriores a las principales intrusiones hercínicas. Tienen orientación variable y están afectadas por las deformaciones miloníticas y fracturas tardi-hercínicas o alpinas.

Presentan textura granuda de grano fino. Los minerales esenciales son el cuarzo y los feldespatos. La biotita y, localmente moscovita, son accesorias. Otros minerales accesorios en menor cantidad son el circón, el apatito, la allanita y la turmalina.

Las plagioclasas tienen composiciones albíticas o oligoclásicas y están poco zonadas. Forman texturas gráficas con cuarzo y mirmequitas en contacto con feldespato potásico. Se altera a sericita y epidota. El feldespato potásico es ortosa o microclina y forma intercrecimientos gráficos con cuarzo. El apatito y la allanita están generalmente incluido en el cuarzo y feldespatos, y el circón en biotita. La biotita se altera a clorita, vermiculita, óxidos de hierro, esfena, moscovita.

4.2. METAMORFISMO-PETROLOGIA METAMORFICA

El metamorfismo hercínico afecta a los materiales paleozoicos que forman la serie sedimentaria (Formación de Canavelles) y a los granitoides intrusivos pre-hercínicos (gneises) que afloran al noreste de esta Hoja. Estos materiales, pertenecientes al macizo del Roc de Frausa, constituyen los niveles más profundos del Hercínico de los Pirineos y han sufrido un metamorfismo regional, ligado a las fases principales de deformación de la orogenia hercínica y un metamorfismo de contacto inducido por el emplazamiento de granitoides tardi-hercínicos.

Finalmente, originado por las fases de plegamiento tardías, de edad hercínica o alpina (ver Estructura) se produce localmente un retrometamorfismo, el cual afecta a la totalidad de materiales paleozoicos de la Hoja, es decir además de la serie metasedimentaria y los gneises a los granitoides tardi-hercínicos.

4.2.1. **Metamorfismo regional**

El metamorfismo regional es de baja presión. Tiene carácter prógrado, aumentando su intensidad hacia los niveles inferiores de la serie paleozoica. Así, dentro de la Hoja cartografiada, la intensidad del metamorfismo se incrementa desde los niveles en contacto con los granitoides

tardi-hercínicos hacia los gneises, que constituyen la parte central del macizo. Toda el área afectada por el metamorfismo regional se sitúa en la mesozona y en la catazona. A grandes rasgos se distinguen dos zonas de isometamorfismo: la zona de la andalucita y la zona de la sillimanita. La limitada extensión de las bandas de metasedimentos y la aureola de contacto provocada por la intrusión del granito de La Jonquera, a niveles mesozonales, condiciona la escasa representación de las zonas de isometamorfismo.

La geometría de las isogradas es paralela a la foliación regional y a la estructura dómica del macizo, hecho que implica que han sido plegadas conjuntamente con la foliación regional, durante la formación de las estructuras tardías. Si se restituye la deformación tardía las isogradas no están deformadas, por tanto, estas se equilibraron posteriormente a las fases principales de deformación hercínicas. Asimismo, las microestructuras observadas corroboran este reequilibramiento post-tectónico.

El metamorfismo regional es polifásico. Se reconocen dos primeras fases de cristalización (Cr1 y Cr2) sincinemáticas respecto a las dos primeras fases de plegamiento hercínicas (D1 y D2). El clímax metamórfico (Cr3) es post-cinemático respecto de ambas fases.

Las paragénesis metamórficas observadas en las rocas pelíticas de la zona de la andalucita presentan andalucita, cordierita, biotita y moscovita. En la zona de la sillimanita se forma sillimanita y feldespato potásico a partir de la deshidratación de la moscovita y se genera nuevamente cordierita acompañada de feldespato potásico. Las paragénesis formadas indican las condiciones de clímax metamórfico para esta zona: 3.1 Kbar y 660°C aproximadamente a $PH_2O = PT^{\circ}$. El gradiente geotérmico calculado es de 57°C/Km. Estos parámetros corroboran el alto gradiente térmico del metamorfismo regional en este área.

4.2.1.1. *Anfibolitas*

Las anfibolitas intercalados dentro de la serie metapelítica cambro-ordovícica son masivas y de color negro intenso en muestra de mano y de medida de grano muy fina, o bien presentan un bandeamiento mineralógico con niveles claros, formados por plagioclasas y con niveles negros, formados por anfíboles.

Al microscopio están formadas esencialmente por plagioclasa y hornblenda. Ambos cristales están zonados. La plagioclasa prógrada presenta una zonación inversa desde albita-oligoclasa (Cr1) hasta bitownita (Cr3). La composición del anfíbol también varía con el incremento metamórfico desde actinolítica (Cr1) hasta hornblenda chermaquítica (Cr3) (según la nomenclatura de Leake, 1978). La paragénesis de grado más elevado corresponde a la zona de la sillimanita e indica condiciones en facies anfibolítica.

Es importante destacar que en las muestras menos deformadas por la foliación regional se observa la presencia de piroxeno relicto dentro de cristales de anfíbol. Este piroxeno pertenece a la serie diópsido - hedenbergita (salita). Las anfibolitas han sido interpretadas como ortoderivadas a partir de la posición estructural y la composición del piroxeno, ya que la salita es considerada como el piroxeno típico derivado de rocas hipabisales (Deer *et al.*, 1983).

4.2.1.2. Mármoles

Forman barras muy amplias (hasta 50 m) paralelas a la foliación regional. Proviene de dolomías muy puras. En el afloramiento tienen color gris y tacto áspero. En fractura fresca presentan aspecto sacaroideo producido por la recristalización de la dolomita, de medida de grano entre 3 y 4mm.

Al microscopio la microestructura es granoblástica poligonal, con recristalización post-tectónica (Cr3).

Tienen importancia económica en la zona, ya que cuando los mármoles son afectados por bandas miloníticas se produce un proceso de retrogradación de la paragénesis con la inclusión de fluidos por los planos miloníticos que genera talco (ver geología económica).

4.2.1.3. Rocas calcosilicatadas

Generalmente se encuentran en niveles delgados flanqueando a los mármoles. En el afloramiento presentan aspecto verdoso y masivo. Están compuestas por bandas con diópsido + microclina + cuarzo + plagioclasa + clinozoisita y por bandas con grosularia + idocrasa + microclina + calcita + cuarzo. La microestructura es granoblástica poligonal, recristalizada con posterioridad a la fase tectónica principal (Cr3).

4.2.1.4. Esquistos cuarzo-feldespáticos (Gneises granulé)

Se caracterizan por presentar ocelos de plagioclasa de medida de grano entre 1 y 3mm y envueltos por la foliación regional, lo que les confiere un aspecto gneísico. Presentan una mineralogía muy monótona, compuesta por cuarzo, biotita y plagioclasa. Los minerales accesorios son también poco abundantes. Se encuentra Zr e ilmenita incluidos en biotita y algún cristal de turmalina. A partir de esta mineralogía y microestructura estas rocas han sido interpretadas como derivadas de rocas volcánico-sedimentarias (Guitard y Laffite, 1956). La microestructura es esquistosa con una fina alternancia de 0.1 a 0.2 mm de niveles biotíticos y niveles cuarzo-feldespáticos. En las muestras donde se preserva la microestructura relicta los ocelos de plagioclasa son idioblásticos y no están zonados. En aquellas que presentan mayor deformación son xenoblásticos, con zonación a parches y maclas según la ley de la albita y la ley de la periclina. A partir de los sectores diferentemente zonados, la plagioclasa recristaliza en cristales de medida de grano de matriz, perdiendo la microestructura ocelar.

4.2.1.5. Gneises (1)

La totalidad de los gneises se encuentran en la zona de la sillimanita, aunque se observa una paragénesis con sillimanita y moscovita y otra con sillimanita y feldespato potásico sin moscovita. El cuarzo y los feldespatos son los minerales más abundantes. El contenido en filosilicatos es variable. La biotita es escasa o nula en los gneises de grano fino y más abundante en los gneises ocelares. Localmente presentan granate. Como minerales accesorios se encuentran apatito, minerales opacos, circón y esfena.

Los gneises ocelares presentan un bandeo mineralógico, paralelo la foliación regional, en el que alternan bandas cuarzo-feldespáticas, más gruesas, con finos niveles discontinuos de filosilicatos. En las bandas cuarzo-feldespáticas la microestructura es granoblástica, aunque sobresalen porfiroclastos relictos de feldespato potásico. Los niveles filosilicatados presentan microestructura esquistosa.

Los gneises de grano fino presentan una microestructura granoblástica a granolepidoblástica, en función de la cantidad de filosilicatos que contiene la roca.

Se reconocen dos fases de cristalización. La primera (Cr1) es sincrónica a la formación de la foliación regional. La segunda coincide con las condiciones de clímax metamórfico (Cr2), durante la cual se forma la paragénesis sillimanita-feldespato potásico.

Estas rocas han sido interpretadas como ortoderivadas, provenientes de granitoides de grano grueso con megacristales, los gneises ocelares y de variedades aplíticas los de grano fino. Estas rocas serían intrusivas dentro de la serie cambro-ordovícica y anteriores a la fase principal de deformación hercínica, dado que están afectadas por ella.

4.2.2. **Metamorfismo de contacto**

Se produce en los materiales situados alrededor de los cuerpos intrusivos, con posterioridad a las principales fases de deformación (D1 y D2) y cristalización (Cr1, Cr2 y Cr3) asociadas al metamorfismo regional. No obstante, el metamorfismo de contacto precede a las deformaciones tardías (D3 y D4), las cuales son responsables de la retrogradación de las paragénesis formadas durante el episodio térmico.

La aureola de contacto tiene un grosor muy variable, entre los 150 y 500 metros, y difícil de determinar ya que la sobreimposición del metamorfismo térmico en materiales muy recristalizados por el metamorfismo regional desdibuja las características del primero allí donde son más tenues. Así, el efecto del metamorfismo de contacto se reconoce claramente en las partes más internas de la aureola y cuando se sobreimpone a rocas de la zona de la andalucita. En cambio resulta difícil de discernir del regional en las rocas de la zona de la sillimanita, ya que presentan una importante recristalización posterior a la fase deformativa principal (D2). En las partes más externas se atribuye al metamorfismo térmico la presencia de cristales de mica blanca desorientados en las metapelitas, dentro de rocas con textura esquistosa.

La máxima intensidad del metamorfismo de contacto se encuentra en la zona de la andalucita, aunque localmente puede entrar en la zona de la sillimanita. Las temperaturas y presiones máximas alcanzadas oscilan entre los 615 y 660°C y la presión 2.5 a 3 Kb a $PH:O=PT^0t$ para las rocas en contacto con tonalitas. Ambos parámetros son muy similares a los obtenidos por el metamorfismo regional.

Las paragénesis metamórficas observadas en las rocas pelíticas de la zona de la andalucita presentan cordierita + andalucita + biotita + moscovita + cuarzo + plagioclasa (An 10) + ilmenita

ta. Las paragénesis de la zona de la sillimanita incluyen sillimanita + feldespatos potásicos cordierita

5. HISTORIA GEOLOGICA

Para abordar una 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 y la restitución de los mantos se realiza mediante la compensación y restitución de los cortes geológicos (Puigdefàbregas *et al.*, 1986; Vergés y Martínez, 1988).

La evolución cinemática de una región, por la gran cantidad de datos necesarios, no puede quedar reducida al ámbito de una Hoja a escala 1/50.000

Lo dicho hasta ahora es válido para los materiales que sólo han sufrido la deformación alpina. Para el conocimiento exacto de la historia de los materiales paleozoicos, primero se ha de eliminar la deformación alpina y después la hercínica (Muñoz, 1985). Así los pequeños núcleos con rocas del zócalo aflorantes en la Hoja se comentan al principio de la historia geológica aunque son alóctonos puesto que vienen transportados por el manto del Cadí desde posiciones más septentrionales.

De todo lo anteriormente expuesto, la historia geológica de la presente Hoja se describe conjuntamente con la de las Hojas de Figueres, Ripoll y La Pobla de Lillet.

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.

5.1. PALEOZOICO

Con anterioridad al Caradoc, niveles más antiguos datados paleontológicamente, se sedimentó una serie monótona formada mayoritariamente por pelitas y areniscas de grano fino en un régimen marino. Estos sedimentos alternaron con depósitos de plataforma, constituidos por las intercalaciones de calizas (mármoles). Asimismo se reconocen episodios pueden individualizar horizontes vulcano-sedimentarios. Esta serie estratigráfica corresponde al Grupo de Canavelles, parte inferior de la Formación de Canavelles -Laumonier, 1988) y está ampliamente representada en el Pirineo Oriental, desde L'Albera hasta el Conflent y desaparece bruscamente hacia el oeste, entre los macizos gneísicos de Carançà y Montlluís.

Los gneises provienen de granitoides de grano grueso con fenocristales (los gneises oclares) y de variedades aplíticas del granito (los gneises de grano fino) y representan intrusiones de edad cambro-ordovícica que encajan en los materiales de la serie sedimentaria cambro-ordo-

vítica, o bien constituyen un zócalo de edad cadomiense sobre el que se depositaron discordantemente los materiales cambro-ordovícicos.

Encima de los materiales descritos se depositaron, también discordantemente, conglomerados y areniscas formando una megasecuencia granodecreciente de edad Ordovícica superior.

Durante el Silúrico la sedimentación es pelítica, depositándose las pizarras ampelíticas, ricas en graptolites.

La orogenia hercínica se inicia presumiblemente durante el Westfaliense. En esta zona está caracterizada por dos fases de plegamiento con foliación asociada, la segunda más importante que la primera. Ambas fases se formaron en condiciones de metamorfismo progrado y anteriormente al climax metamórfico regional.

Posteriormente a estas etapas deformativas tuvo lugar la intrusión de rocas graníticas a niveles mezozonales y epizonales de la serie. Estas intrusiones encajaron en los materiales cambro-ordovícicos, ordovícicos superiores y silúricos y produjeron una aureola de metamorfismo de contacto.

Los materiales paleozoicos aflorantes en esta Hoja fueron afectados por deformaciones tardías respecto a las fases principales de la orogenia hercínica. La última de las fases tardías de deformación observadas en la zona estudiada se puede asociar al ciclo alpino y es, en gran parte, responsable de la expresión cartográfica de los materiales paleozoicos de la Hoja.

5.2. MESOZOICO

La historia desde el final de la orogénesis hercínica hasta la deposición discordante de los materiales aluviales, fluviales y lacustres del Garumniense, en la Hoja de Maçanet, sólo queda reflejada la erosión. De todas maneras, la tectónica extensional mesozoica formó diferentes cuencas rellenas por materiales carbonatados en su mayor parte en posiciones más septentrionales (Fig. 6). En dichas cuencas se depositaron materiales del Permo-Trías, Trías, Jurásico y Cretácico superior, que luego cabalaran hacia el sur formando los mantos de Costoja y Bac Grillera.

En el Pirineo oriental, las primeras deformaciones debidas a la compresión alpina producen la inversión como mantos de corrimiento de las citadas cuencas mesozoicas. La existencia del Muschelkalk y Keuper en la base del paquete mesozoico, favoreció el desplazamiento de los mantos hacia el sur. Previamente, los materiales mesozoicos se pliegan dando los pliegues vergentes, con flancos invertidos (Estévez, 1973); estas primeras deformaciones dieron origen a las brechas de calizas localizadas en el Garumniense del manto de Bac Grillera.

Durante el Cretácico más superior, se depositaron, en todo el ámbito del Pirineo oriental, materiales continentales y lacustres del Garumniense (Plaziat, 1973) comunicados con el Atlántico.

5.3. ILERDIENSE

Durante el Ilerdiense (secuencia deposicional del Cadí) se produce 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 ha cambiado debido a la existencia de los primeros relieves pirenaicos importantes en la parte oriental del Pirineo. En la Fig. 2 se han separado 3 grandes conjuntos de facies. Al sur, los sedimentos continentales con paleocorrientes hacia el norte, representados por los materiales del Grupo Pontils (Anadón *et al.* 1979). En la parte intermedia se desarrollaron extensas plataformas carbonatadas con alveolinas y numulites (Fms. del Cadí y de Orpí), las cuales llegaron a los 300 m de potencia. En la parte norte y limitados en la parte oriental por fallas extensivas (Estévez, 1973; Martínez *et al.* 1989; Pujadas *et al.* 1989) los depósitos más profundos margosos de la Fm. Sagnari, en algunos puntos con un espesor mayor de 1.000 m.

Durante el Ilerdiense se emplazó el manto de Biure (Pujadas *et al.*, 1989) y probablemente los de Costoja y Bac Grillera. El manto del Pedraforca tiene una edad de emplazamiento Cuisiense demostrada en la serie eocena de Queralt (Solé Sugrañes y Clavell 1973), aunque un inicio de emplazamiento durante el Ilerdiense no parece improbable. Sincrónicamente con el emplazamiento del manto de Biure existe un sistema de fallas de dirección E-W (Pujadas *et al.* 1989; Martínez *et al.* 1989) y NNW-SSE (sistema de fallas de Albanya). Esta red de fallas pudo ser la consecuencia de la flexión litosférica producida por la carga de los mantos. La posición restituida de los mantos del 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).

5.4. CUISENSE

Después del relleno de los surcos locales formados durante el emplazamiento del manto de Biure, los sedimentos deltaicos de la secuencia de Coronas representa una regresión ligada a la emersión de los relieves pirenaicos. La ciclicidad y facies de la parte alta de la Fm. de Coronas indican un periodo de aparente calma tectónica.

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. El movimiento de los mantos constituidos por materiales mesozoicos y de la base del Terciario produce una flexión importante de la litósfera por carga (Vergés y Martínez, 1988). Esta flexión se produce al final de la sedimentación deltaica de la Fm. Coronas y forma un surco alargado de dirección E-W. Este surco se mantiene cerrado por el E, en la zona de La Garrotxa, donde continua una sedimentación de plataforma carbonatada (Fm. La Penya). Al sur continua la sedimentación continental representada por el Grupo Pontils.

5.5. CUATERNARIO

En el Pirineo Oriental, las superficies de aplanamiento o restos de antiguas superficies de erosión son muy evidentes en las zonas somitales.

Los geólogos sitúan esta etapa erosiva a inicios del Mioceno en el ámbito del Pirineo Oriental. Calvet (1985) habla de diferentes fases erosivas relacionadas con fases tectónicas presuponiendo el rejuego de fallas durante épocas posteriores al Mioceno. Así cita la posible existencia de hasta a tres superficies de erosión en la Hoja vecina de la Jonquera (220): Una Miocena que habría sido desplazada gracias al rejuego de fallas, una Pliocena y un otra Villafranquiense.

Estas superficies de erosión quedan interrumpidas al sur por los relieves del Castillo de Bach Grillera y no aparecen tan evidentes como en la Hoja de la Jonquera (220).

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

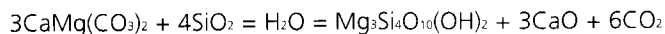
6.1.1. Minería

El talco constituye la mineralización de mayor interés económico de la zona. En la vertiente española del macizo se encuentran cuatro puntos distintos de explotación de talco, dos próximos a Maçanet de Cabrenys (minas de Santa María) y dos próximos a La Vajol (minas del Ginebró). En la vertiente francesa también se encuentran minas (Reinés), sin embargo en la actualidad están abandonadas por su escasa rentabilidad económica.

La variedad de talco que se encuentra en la zona es muy pura y de grano muy fino. Localmente esta variedad es denominada por los mineros como "sabonet" por su tacto grasoso. El talco está asociado a clorititas, constituidas únicamente por clinocloro. Como mineral accesorio se encuentra pirita, cristalizada generalmente en cubos o pentagonododecaedros de medida de grano centimétrica a decimétrica.

El talco se forma a partir de la retrogradación de la dolomita formadora de los niveles de mármoles dolomíticos de la formación de Canavelles cuando son afectados por la foliación milonítica. Se genera por reacción entre la dolomita y la sílice disuelta en la dolomita (Capdecome, 1950) o en el agua que circula por los planos miloníticos (Liesa, 1988) a temperaturas y presiones propias de la facies esquistos verdes, facies en la que se encuentran todas las rocas miloníticas de la zona.

Capdecome (1950) y Zwart (1953, 1959) proponen la siguiente reacción:



Existen otras interpretaciones para explicar la génesis de talco en estos yacimientos. Guitard (1970) en base a la observación de una zonación en los yacimientos de talco, interpreta su génesis como un reemplazamiento metasomático de las rocas silico-aluminosas y de los már-

moles. Las rocas silico-aluminosas resultan en clorititas y los mármoles en magnesita y talco. Esta teoría implica un aporte de Si en los mármoles y un aporte de Mg en las rocas silico-aluminosas. Este aporte se consigue por medio de las soluciones postmagmáticas liberadas por los granitoides intrusivos hercínicos.

Thiebaut (1988) apoyado por un estudio reciente en las minas de Santa María y del Ginebró (Grisey, 1984) interpreta que el talco se forma por talcificación de las cuarcitas interestratificadas en la serie esquistosa. La talcificación es acompañada de un metasomatismo magnésico, el origen del cual es discutible, según este mismo autor. La formación del talco está ligada a un episodio tardío de emplazamiento de los granitoides. La circulación de los fluidos es inducida por las fracturas existentes.

En opinión de Liesa (1988) el talco del macizo del Roc de Frausa difícilmente puede provenir de rocas cuarcíticas ya que la formación de Canavelles las cuarcitas son escasas. Al contrario, los niveles de mármoles son importantes en la base de la formación. El origen magmático de los fluidos que provocan las reacciones formadoras del talco es también discutible, ya que las milonitas, a las que se encuentra asociado el talco, son claramente posteriores al emplazamiento de los granitoides.

Los yacimientos filonianos constituyen un conjunto muy heterogéneo y ampliamente distribuido, tanto en esta Hoja como en el resto del Pirineo oriental. En general se caracterizan por su escasa potencia, por estar encajados en materiales graníticos o paleozoicos y por una dirección predominante NW-SE (con variaciones NNW-SSE y WNW-ESE); son mineralizaciones tardi-hercínicas a menudo removilizadas durante la orogenia alpina. Se pueden agrupar en función de su mineralogía:

6.1.1.1. *Mineralizaciones de Pb y Ba*

Se localizan básicamente en el área de Montdevars, entre El Montroig y Tàpies (Hojas de Agullana y de Maçanet), antiguamente una zona muy productiva. Son un conjunto de filones siempre próximos a la superficie de erosión pre-garumniense, que encajan normalmente en granitos y granodioritas. Los minerales predominantes son la galena y la baritina, con presencia variable de calcopirita, marcasita, pirita, hematites, azurita y malaquita. Existen antiguas explotaciones en Maçanet de Cabrenys (Oliveda y Tàpies), Sant Llorenç de la Muga (Montdevars) y Darnius (Fornasos); esta última no presenta minerales de bario.

6.1.1.2. *Mineralizaciones de As*

Son filones de cuarzo con arsenopirita, pirita, hematites y goethita, encajados en esquistos y mármoles cambro-ordovícicos. No todas estas mineralizaciones, pueden considerarse estrictamente filonianas, ya que algunas pueden ser estratoligadas con filones asociados; en conjunto son menos importantes que las anteriores y, al contrario que aquellas, no tienen ninguna relación con la superficie de erosión pre-garumniense. Las únicas mineralizaciones de As que llegaron a explotarse en esta Hoja, fueron las de Fusimanya en Maçanet de Cabrenys, aunque

se reconocen otros puntos con filones de pirita arsenical tales como el de El Batlló y la mineralización estratoligada cercana a El Puig, en esquistos muy ferruginosos.

6.1.1.3. *Minería del carbón*

Cerca de Carbonils (Albanyà) se intentó, sin resultados, la explotación de unos lignitos cretácicos poco importantes.

6.1.2. **Canteras**

Las únicas canteras en explotación son las de talco, en Maçanet, a las cuales ya hemos hecho referencia en el apartado de minería, y a una de cuarzo en Darnius, cercana a las minas de talco.

En el resto de canteras, o bien ya no se registra ninguna actividad, como es el caso de mármoles, calizas y gneises, o bien la actividad es muy baja, caso de las extracciones de áridos naturales.

6.2. HIDROGEOLOGIA

La práctica totalidad de la superficie cartografiada, se sitúa en la cuenca alta del río Muga; excepto el tercio más occidental que pertenece a la cuenca del río Fluvià. En función de las características hidrogeológicas de los distintos materiales, podemos distinguir las siguientes conjuntos:

6.2.1. **Rocas graníticas y sedimentos cambro-ordovícicos**

Las rocas graníticas y los materiales cambro-ordovícicos son muy poco permeables y solo encontramos acuíferos en las zonas de alteración superficial de los granitoides, en las zonas de fracturación y planos miloníticos o en las formaciones cuaternarias superficiales.

6.2.2. **Mesozoico alóctono**

En el mesozoico encontramos tan solo un nivel acuífero de interés, las dolomías basales y calizas masivas del Jurásico (Lias); pues las calizas masivas garumnienses presentan una escasa potencia. El drenaje del acuífero jurásico se realiza por pequeñas surgencias naturales y difusas en las cabeceras de los ríos Mal y Muga.

6.2.3. Sedimentos eocenos

Los sedimentos eocenos presentan un escaso interés hidrogeológico, pues corresponden esencialmente a materiales margosos (Fm. de Sagnari) de escasa permeabilidad.

6.3. GEOTERMIA

Los estudios recientes del flujo calorífico de Catalunya reflejan un valor bajo en la zona del Pirineo oriental (Fernández & Banda, 1989). Las fuentes termales de la región aparecen ligadas a fallas relacionadas con las estructuras pirenaicas. En la presente Hoja, aparece la font de la Mercè asociada a una falla de dirección NW-SE. Esta fuente tiene una temperatura de salida de 20 grados, aunque la temperatura estimada del depósito es de 95 grados. La presencia de fuentes termales en una zona con un gradiente termico normal se interpreta debido a la conexión de las aguas, aprovechando la falla a la que está asociada.

7. BIBLIOGRAFIA

ANADÓN, P., COLOMBO, F., ESTEBAN, M., MARZO, M., ROBLES, S., SANTANACH, P. y SOLE SUGRAÑES, L. (1979).- Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geol. Hispanica*. (14), pp. 242-270.

ASHAUER, H. (1934).- Die östliche Endigung der Pyrenäen. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. K1., 3(10), 115 pp. Traducc. española por J.M. RÍOS en: *Publ. Alem. Geol. Esp.* (1943), 2, pp. 236-336.

AUTRAN, A., FONTEILLES, M. et GUITARD, G., (1966).- Discordance du Paléozoïque inférieur métamorphique sur un socle gneissique anté-hercynien dans le massif des Albères (Pyrénées Orientales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 263, 317-320.

AUTRAN, A. et GUITARD, G. (1969).- Mise en évidence de nappes hercyniennes de style pennique dans la série métamorphique du massif du Roc de France (Pyrénées orientales): Liaison avec la nappe du Canigou. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 269, Sér. D, pp. 2497-2499.

AUTRAN, A., FONTEILLES, M. et GUITARD, G. (1970).- Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau: cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées Orientales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, s.7, 12, pp. 673-731.

AYORA, C. (1980).- Les concentracions metàl·liques de la vall de Ribes. Tesi Doctoral. Univ. Barcelona. 236 pp.

AYORA, C. y CASAS, J.M. (1986).- Strata-bound As-Au mineralization in pre-Caradocian rocky from the Vall de Ribes, Eastern Pyrenees, Spain. *Mineralium Deposita*, 21, pp. 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*. Tübingen; (2), 113 p.

CALVET, M. (1985).- Néotectonique et mise en place des reliefs dans l'Est des Pyrénées; l'exemple Ileva horst des Albères. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*. 26, 2, pp. 119-130.

CAPDECOMME, L. (1950).- Sur la genèse des talcs pyrénéens. *Bull. Soc. Hist. Natur. Toulouse*, 85, pp. 313-316.

CARRERAS, J. (1973).- Petrología y análisis estructural de las rocas metamórficas en la zona del Cabo de Creus (Port de Gerona). Tesis Doc. Univ. Barcelona, 154 p.

CARRERAS, J. y SANTANACH, P. (1983).- El hercínico de los Pirineos. Libro Jubilar J. M. Ríos, Geología de España, t. I, Inst. Geol. Min., pp. 536-550.

CASAS, A., TORNE, M. y BANDA, E. (1987).- Mapa Gravimètric de Catalunya. Escala 1/500.000. Servei Geològic de Catalunya. ICC (Barcelona). 135 p.

CASTERAS, M. y AURIOL, L. (1958).- Les témoins de la couverture posthercynienne de la zone axiale à l'Est et Sud-Est du Canigou. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 6ème sér., (8), pp. 871-880.

CAUS, E. y VICENS, E. (1984).- La fauna cretácica del Castell de Bac Grillera (Pirineos Catalanes). *Acta Geol. Hispànica*, 19, (4), pp. 267-276.

CAVET, P. (1957).- Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées Orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre. Thèse, Toulouse. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, LV, n° 254-55.

CHEVALIER (1975).- Le gisement de siderite de Batere-Pyrénées Orientales, France. *Bull. B.R.G.M.*, 2, II, 5, pp. 385-406.

CLAVELL, E. (1991).- Geologia del Petroli de les Conques Terciaries de Catalunya. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona.

CLAVELL, E., MARTÍNEZ, A. y VERGÉS, J. (1988).- Morfologia del basament del Pirineu oriental: evolució i relació amb els mantells de corriments. *Acta Geol. Hispànica*, 23, (2), pp. 129-140.

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, pp. 88-100.

DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDLLAUDE, P. y MARCHAL, M. (1980).- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2 diagram and major element analyses its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, pp. 183-210.

DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSAN, J. Longman. 528 pp.

- DROBNE, K. (1977).- Alveolines paleógenes de la Slovenie et de l'Istrie. *Mém. Suiss. Paleont.* 99, 131 p.
- ESTEVEZ, A. (1968a).- Estratigrafía y paleogeografía de las unidades alóctonas del Castell de Bac Grillera (Pirineo oriental, España). *Acta Geológica Hispánica*, 3, pp. 93-96.
- ESTEVEZ, A. (1968b).- Tectónica de las unidades alóctonas del Castell de Bac Grillera (Pirineo oriental, España). *Acta Geol. Hispánica*, 3, (5), pp. 138-141.
- ESTEVEZ, A. (1973).- La vertiente meridional del Pirineo Catalán al norte del curso medio del río Fluvià. Publi. Univ. de Granada; 519 p.
- FEIST, M. y COLOMBO, F. (1983).- La limite Crétace-Tertiaire dans le NE de l'Espagne du point de vue des charofites. Colloque Sénonien, Géologie Méditerranéenne, tome X, (3-4), pp. 303-326.
- FERNÁNDEZ, M. y BANDA, E. (1989).- An approach to the thermal field in northeastern Spain. *Tectonophysics*, 164, pp. 259-266.
- FERRER, J. (1971).- El Paleoceno y Eoceno del borde sur-oriental de la depresión del Ebro (Cataluña). *Mem. Suisses Paléont.*, 90.
- FLETA, J., ESCUER, J., VERGES, J., PUJADAS, J., MARTÍNEZ-RIUS, A. (1993).- Memoria de la Hoja de Figueres. Plan Magna a escala 1/50000. I.T.G.E.
- FONTBOTE, J.M. (1962).- Informe interno BERGA PERMITS. Unión Explosivos Río Tínto. (Inédito).
- 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), pp. 293-298.
- GEYSSANT, J., GRANDJACQUET, C. y GUITARD, G. (1978).- La terminaison de la nappe de gneiss du Canigou au nord-est du massif du Roc de France (Pyrénées orientales) et ses replisements tardifs. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 287, Sér D, pp. 1187-1190.
- GICH, M. (1969).- Las unidades litoestratigráficas del Eoceno pre-pirenaico del Ripollés oriental (prov. de Gerona y Barcelona). *Acta Geol. Hispánica*, 4, (1), pp. 5-8.
- GICH, M. (1972).- Estudio geológico del Eoceno prepirenaico del Ripollés oriental. Tesis doctoral. Univ. de Barcelona, 477 p.

GICH, M., ROSELL, J., REGUANT, S. y CLAVELL, E. (1967).- Estratigrafia del Paleogeno en la zona de tránsito entre la Cordillera Prelitoral Catalana y el Prepirineo. *Acta Geol. Hispànica*, 3; 13-18.

GIMÉNEZ, J. (1989).- Els materials deltaics i de plataforma del Cuisià inferior (Eocè inferior) de la conca sudpirenenca catalana. Sector de Bagà-Pobla de Lillet. Tesis de Llicenciatura. Univ. de Barcelona. 200 p.

GISBERT, J. (1980).- Estudio geológico-petrológico del Estefano-Pérmico de la sierra del Cadí (Pirineo de Lérida). Diagénesis y sedimentología. Tesis Doctoral. Univ. Zaragoza, 314 p.

GRISEY, H. (1984).- Thèse Géol. Appl. Besaçon, 239 pp.

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, pp. 329-371.

GUIARD, G. (1970).- Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss oeilés du nassif du Canigou (Pyrénées Orientales). *Mem. B.R.G.M.*, 63, 317 p.

GUIARD, G. y LAFFITE, F. (1956).- Sur l'importance et la nature des manifestations volcàniques dans le Paléozoïque inférieur des Pyrénées orientales. *C. R. Acad. Sc. Paris, D*, 242, pp. 2749-2752.

HOTTINGER, L. (1960).- Recherches sur les Alveolines du Paléogène et de l'Eocene. *Mem. Suisses Paléont.*, 75-76, 243 p.

HOTTINGER, L. (1977).- Foraminifères operculiniformes. *Mem. du Mus. Nat. Hist. Nat. Paris Sciences Terre*, 40, 159 p.

JAEGER, E. y ZWART, H.J. (1968).- Rb-Sr age determinations of some gneiss and granites of the Aston-Hospitalet massif (Pyrenees). *Geol. in Mijnboun*, 47, 5, pp. 249-358.

KAPellos, C. y SCHAUB, H. (1975).- L'Ilerdien dans les Alpes, dans les Pyrenées et en Crimée. Correlation des zones à grans Foraminifères et à Nannoplancton. *Bull. Soc. Géol. de France*. 7, XVII, pp. 148-161.

LAUMONIER, B. (1988).- Les groupes de Canaveilles et de Jujols ("Paléozoïque inferior") des Pyrénées Orientales. Arguments en faveur de l'age essentiellement Cambrien de ces séries. *Hercynica*, IV, pp. 25-38.

LAUMONIER, B. y GUIARD, 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), pp. 473-478.

LEAKE, B.E. (1978).- Nomenclature of amphiboles. *Can. Mineral.*, 16, pp. 501-520.

LIESA, M., MORALES, V. (en prensa). Geologia del batòlit de La Jonquera entre Agullana i Cantallops. Vol. Hom. a Faura i Sans, Publicacions del Servei Geològic de Catalunya.

LIESA, M. (1988).- El metamorfisme del vessant sud del Massís del Roc de Frausa (Pirineu Oriental). Tesi doctoral. Universitat de Barcelona, 233 p.

LIESA, M., CARRERAS, J. (1989).- On the structure and metamorphism of the Roc de Frausa Massif (Eastern Pyrenees). *Geod. Acta*, 3, 2, pp. 149-161.

LUTERBACHER, H.P. (1969).- Remarques sur la position stratigraphique de la Formation de Ager (Pyrénées méridionales). *Mém. B.R.G.M.*, 69, pp. 225-232.

LLOPIS, N. (1942).- Sobre la estructura de la Garrotxa y la estructura del borde Occidental del Ampurdà. *Anales Univ. Barcelona*, pp. 213-246.

MARTÍNEZ, A., VERGÉS, J., CLAVELL, E. y KENNEDY, J. (1989).- Stratigraphic framework of the thrust geometry and structural inversion in the southeastern Pyrenees: La Garrotxa area. *Geodinamica Acta*, 3, (3), pp. 185-194.

MARTÍNEZ, A., VERGÉS, J., FLETA, J., ESCUER, J., PUJADAS, J., TOSQUELLA, J., SAMSO, J.M., BARBERA, M., MUÑOZ, J.A. y MALLARACH, J.M. (1993).- Memoria de la Hoja de Olot. Mapa Geológico de España 1/50.000. I.T.G.E.

MASRIERA, A. y ULLASTRE, J. (1983).- Essai de synthèse stratigraphique des couches continentales de la fin du Crétacé des Pyrénées catalanes (NE de l'Espagne). Colloque Sénonien, Géologie Méditerranéenne, X, (3-4), pp. 283-290.

MEY, P.H.W., NAGTEGAAL, P.J.C., ROBERTI, K.J. y HARTEVELT, J.J.A. (1968).- Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Mededelingen*, 41, pp. 221-228.

MUÑOZ, J.A., SABAT, F. y SANTANACH, P. (1983).- Cisaillements alpins et hercyniens dans le versant méridional de la zone axiale des Pyrénées entre le Freser et le Ter (Pyrénées catalanes). *C. R. Ac. Sc. Paris*, 296, II, pp. 1453-1456.

MUÑOZ, J.A., PUIGDEFABREGAS, C. y FONTBOTE, J.M. (1984).- El ciclo alpino y la estructura tectónica del Pirineo. En: COMBA, J.A., Libro Jubilar J.M. Rios, Geol. España, 2. IGME, Madrid, 185-205.

MUÑOZ, J.A. (1985).- Estructura alpina i hercyniana a la vora sud de la zona axial del Pirineu oriental. Tesi doctoral. Univ. de Barcelona, 305 p.

MUÑOZ, J.A., MARTÍNEZ, A. y VERGÉS, J. (1986).- Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 8, (3/4), pp. 399-405.

MUÑOZ, J.A., VERGÉS, J., MARTÍNEZ-RIUS, A., FLETA, J., PUJADAS, J., TOSQUELLA, J., SAMSO, J.M., SANZ, J. SAULA, E., MATO, E. y BARBERA, M. (1993).- Memoria de la Hoja de Ripoll. Mapa geológico de España 1/50000. ITGE.

PALLI, L. (1972).- Estratigrafía del Paleógeno del Empordà y zonas limítrofes. Publ. de Geologia, 1. Univ. Autònoma de Barcelona.

PERRIN, M. y GUY, B. (1985).- Lithostratigraphie et structure de la partie inférieure de la série de Canacilles dans le secteur de Costabona (Sud du Canigou, Pyrénées Orientales franco-espagnoles). *C. R. Acad. Sci.*, 301, (II), pp. 109-114.

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), pp. 168-182.

PUIGDEFABREGAS, C. y SOLER, M. (1980).- Cardona Permits. The Eocene. Informe interno de Unión Explosivos Río Tinto (inédito).

PUIGDEFABREGAS, C., MUÑOZ, J.A. y MARZO, M. (1986).- Thrust belt development in the Eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. In: Foreland basins (Ed. by P.A. Allen & P. Homewood). *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.*, 8; 22

PUJADAS, J., CASAS, J.M., MUÑOZ, J.A. y SABAT, F. (1989).- Thrust tectonics and Paleogene syn-tectonic sedimentation in the Empordà area, southeastern Pyrenees. *Geodinamica Acta*, 3, (3), pp. 195-206.

PUJADAS, J. (1990).- Tectónica i sedimentació a les unitats de l'Empordà (Biure, Pirineu oriental). Tesis de Licenciatura. Univ. de Barcelona, inédito; 1-73.

REY, P. y 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, D, pp. 1147-1149.

RIBA, O., REGUANT, S. y VILLENA, J. (1983).- Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España, t. II; 131-159.

RÍOS, 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, pp. 337-389.

ROBERT, J.F. (1980).- Etude géologique métallogénique du val de Ribas sur le versant espagnol des Pyrénées Catalanes. Tesi Doctoral. Faculte des Sciences et des Techniques de l'Université de Franche-Compte. 294 pp.

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), pp. 33-35.

SAMSO, J.M. (1989).- Estudio estratigráfico, bioestratigráfico y sedimentológico del llerdiense de la Cuenca Surpirenaica al Este de la falla del Segre. Informe para Síntesis Pirineo. ITGE (inédito).

SAN MIGUEL, M. y SOLE SABARIS, L. (1933).- Geología del Massís del Montgrí. *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 33, pp. 129-145.

SANTANACH, P. (1974).- Estudi tectònic del Paleozoic inferior del Pirineu entre la Cerdanya i el riu Ter. Fund. Salvador Vives Casajuana, Barcelona 133 pp.

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, phylogenese et biostratigraphie. *Mem. Suiss. Paleont.*, 104-106, 236 p.

SEBASTIÁN, A. (1981).- Petrología y geoquímica de los gneises de Queralbs. Tesi de llicenciatura. Univ. Auton. de Barcelona, 89 pp.

SEGURET, M. (1972).- Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. *Pub. USTELA, sér. Geol. Struct.*, 2, Montpellier. 1-155.

SOLE SABARIS, L. (1933).- La geologia dels voltants de Figueres i la tectònica de l'Empordà. *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 33, pp. 250-257.

SOLE SABARIS, L. (1958).- El Eoceno del Alto Valle del Ter (Ex. a Olot Nuria y Puigcerdà) Guia III Congreso Inst. Est. Pirenaicos; 7-9.

SOLE SEGURAÑES, L. (1970).- Estudio geológico del Prepirineo Español entre los ríos Segre y Llobregat. Tesis doctoral. Univ. de Barcelona; 1-495.

SOLE SEGURAÑES, L. 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. Hispànica*, 5, (4), pp. 97-101.

SOLE SUGRAÑES, L. y CLAVELL, E. (1973).- Nota sobre la edad y posición tectónica de los conglomerados eocenos de Queralt (Prepirineo oriental, Prov. de Barcelona). *Acta Geol. Hispànica*, 8, (1), pp. 1-6.

STRECKEISEN, A. (1976).- To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12: 1-32.

TEIXELL, A. (1990).- Alpine thrusts at the western termination of the Pyrenean Axial zone. *Bull. Soc. géol. France* (8), VI, n. 2; 241-249.

- THIEBAUT, J. (1988).- Observations récentes sur la génèse du talc dans les gisements Pyrénées. Abstract Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics. Barcelona. April 1988.
- TORNE, M., CASAS, A. y BANDA, E. (1988).- Cartografía geofísica en Cataluña. II: El mapa gravimétrico. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (1-2), pp. 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).
- ULLASTRE, J. y MASRIERA, A. (1983).- Le passage Crétacé-Tertiaire dans les régions sud-pyrénéennes de la Catalogne: données nouvelles. *Géol. Méditerranéenne*, 10; 277-281.
- VACHARD, D., COLIN, J.P., HOCHULI, P.A. y ROSELL, J. (1990).- Biostratigraphie: foraminifères, palynoflore et ostracodes du Rhétien de Bac Grillera (Pyrénées orientales espagnoles). *Geobios*, 23, (5); 521-537.
- VERGÉS, J. y MARTÍNEZ, 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.
- VERGÉS, J., MARTÍNEZ-RIUS, A., FLETA, J., PUJADAS, J., TOSQUELLA, J., SAMSO, J.M., SANZ, J., MUÑOZ, J.A. y BARBERA, M. (1993).- Memoria de la Hoja de la Pobla de Lillet. Plan Magna a escala 1/50.000. I.T.G.E.
- VERGÉS, J., MUÑOZ, J.A. y MARTÍNEZ, A. (1991a).- South Pyrenean fold-and-thrust belt: Role of foreland evaporitic levels in thrust geometry. In: Thrust Tectonics (K. McClay Ed.). Unwin Hyman.
- VICENS, E. (1984).- Los yacimientos con rudistas del Cretácico superior del Alt Empordà. Univ. Autòn. Barcelona. *Publ. de Geologia*, 19; 85 pp.
- VIDAL, L.M. (1871).- Datos para el conocimiento del terreno Garumniense de Catalunya. *Bol. Com. Map. Geol. Esp.*, 1; 209-247.
- VIDAL, L.M. (1898).- Compte-rendu de l'excursion de Gerona a Olot et a San Juan de las Abadesas. *Bull. Soc. géol. France*, XXVI; 674-678.
- ZEYEN, H.J. y BANDA, E. (1988).- Cartografía geofísica en Cataluña. I: El mapa aeromagnético. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (1-2); 73-79.
- ZWART, H.J. (1953).- La géologie du massif du Saint-Barthélémy. *Leidse Geol. Med.*, 18, 1-228.
- ZWART, H.J. (1959).- Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrénées. Sheet 3, Ariège. *Leidse Geol. Med.*, 22, 351-418.
- ZWART, H.J. (1979).- The geology of the Central Pyrenees. *Leidse Geol. Med.*, 50: 1-74.