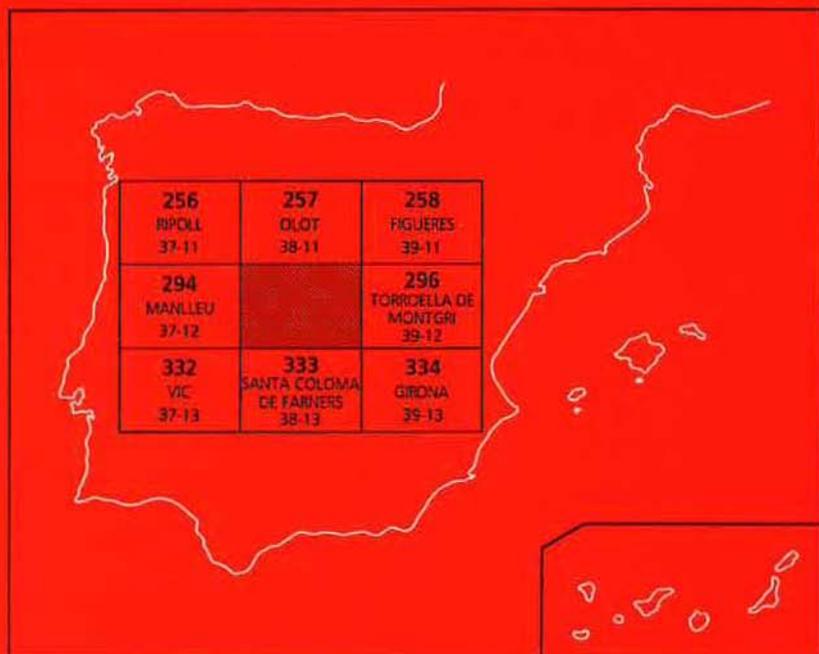




# MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



# BANYOLES

# MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

## BANYOLES

20295

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:**

A. Barnolas (ITGE) y A. Teixell (ITGE) para el Paleógeno surpirenaico.  
J. Escuer (SGC) y J. Fleta (SGC) para el Neógeno del Empurdà, el Cuaternario, y el Volcanismo.  
H. Durán (Univ. Autònoma de Barcelona) para el Paleozoico.

### **Memoria:**

A. Barnolas (ITGE).  
J. Escuer (SGC) para la Geomorfología.  
H. Durán (Univ. Autònoma de Barcelona) para la Estructura y Metamorfismo Hercínico así como en el Paleozoico y en la Petrología de las rocas hercínicas.

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

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

Depósito legal: M. 34.709-1994  
ISBN: 84-7840-201-2  
NIPO: 241-94-008-2

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

## INDICE

	<i>Páginas</i>
0. INTRODUCCION .....	7
1. ESTRATIGRAFIA .....	10
1.1. Cambro-ordovícico .....	10
1.1.1. Esquistos micáceos con intercalaciones de cuarcitas, rocas calcosilicatadas y anfibolitas (Serie superior de Les Guilleries) .....	10
1.1.2. Mármoles .....	11
1.1.3. Esquistos bandeados, limolíticos, pizarras y cuarcitas .....	11
1.1.4. Niveles de cuarcitas .....	12
1.1.5. Conglomerado (Conglomerado de Sant Cebrià de Lladó) .....	13
1.1.6. Volcanitas ácidas (Volcanitas ácidas de Els Metges).....	13
1.2. Silúrico y Devónico .....	14
1.2.1. Pizarras ampelíticas negras .....	14
1.2.2. Calizas bioclásticas y alternancias de calizas y lutitas.....	14
1.3. Paleógeno .....	15
1.3.1. Limolitas y lutitas con niveles carbonáticos (Fm. Mediona) .....	15
1.3.2. Calizas bioclásticas (Fm. Orpí) .....	15
1.3.3. Conglomerados, areniscas y lutitas rojas .....	16
1.3.4. Calizas arenosas y calizas bioclásticas (Fm. Tavertet) .....	16
1.3.5. Margas azules (Fm. Banyoles) .....	18
1.3.6. Yesos (Fm. Beuda) .....	18
1.3.7. Conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas grises, frecuentemente bioclásticas y con glauconita abundante (Fms. Bracons y Rupit).....	19
1.3.8. Conglomerados, areniscas y arcillas rojas (Fm. Bellmunt) .....	21
1.3.9. Microconglomerados y areniscas con glauconita (Fm. Folgueroles) .....	21
1.3.10. Conglomerados, areniscas y margas (Fm. Puigsacalm) .....	22
1.3.11. Margas azules (Fm. Igualada).....	22

	<u>Páginas</u>
1.3.12. Areniscas, limolitas y margas .....	22
1.3.13. Calizas arrecifales y calizas bioclásticas (Fm. Tossa) .....	23
1.4. Plioceno y Cuaternario.....	23
1.4.1. Conglomerados heterométricos rojos con intercalaciones de material volcánico (lapilli) .....	23
1.4.2. Calcarenitas y arcillas (Facies lacustres de la Bòvila Ordis).....	23
1.4.3. Calizas del Pla d'Usall (Fm. Usall) .....	25
1.4.4. Arcillas y arcillas limolíticas rojas (Formación superficial del Pla d'Usall).....	25
1.4.5. Terraza travertínica de Serinyà (Mb. Serinyà).....	26
1.4.6. Travertino de Estunes - Porqueres y terraza travertínica de Can Po	26
1.4.7. Travertino predominantemente detrítico del Pla de Mata (Mb. Formiga) .....	27
1.4.8. Travertino de oscillatorias (Mb. Guèmol).....	27
1.4.9. Travertinos de Sant Miquel de Campmajor, Llorà, Sant Martí de Llèmena, Sant Feliu de Pallarols y de Cogolls.....	28
1.4.10. Limos lacustres .....	28
1.4.11. Coluviones indiferenciados .....	29
1.4.12. Conos de deyección (Gravas y arenas) .....	29
1.4.13. Nivel aluvial superior (Llèmena y Brugent) (Gravas y arenas).....	29
1.4.14. Aluvial indiferenciado (Gravas, arenas y limos).....	30
2. TECTONICA.....	30
2.1. Estructura de los materiales hercínicos.....	30
2.1.1. Tectónica hercínica .....	30
2.1.2. Las deformaciones frágiles posteriores.....	31
2.2. Estructura de los materiales paleógenos de la cuenca surpirenaica .....	31
2.3. Estructuras distensivas .....	31
2.3.1. Descripción de las fallas cartografiadas.....	31
2.3.2. Geometría de la depresión del Empurdà .....	33
2.3.3. Volcanismo y fracturación.....	34
2.3.4. Sismicidad histórica y actual.....	35
3. GEOMORFOLOGIA .....	37
3.1. Descripción y análisis morfográfico de las formas .....	38
3.1.1. Los relieves estructurales.....	38
3.1.2. La cuenca lacustre de Banyoles y las depresiones de Mieres y Sant Miquel .....	38
3.1.3. El relieve volcánico.....	39
3.2. Relación entre las diferentes formas y depósitos .....	39
3.3. Caracterización de los procesos de modelado, génesis y edad .....	41
4. PETROLOGIA .....	42
4.1. Rocas ígneas pre-hercínicas .....	42

4.1.1. Gneises de Les Guilleries.....	42
4.2. Rocas plutónicas hercínicas.....	43
4.2.1. Granodioritas y granito biotítico .....	43
4.2.2. Diques de pórfido.....	43
4.3. Rocas volcánicas cuaternarias .....	44
4.3.1. Mantos piroclásticos (lapilli) .....	46
4.3.2. Acumulaciones piroclásticas heterométricas.....	46
4.3.3. Piroclastos básicos .....	46
4.3.4. Tobas basálticas.....	48
4.3.5. Basanitas con Leucita intersticial .....	48
4.3.6. Basaltos con mesastasi vítrea .....	49
4.3.7. Basaltos alcalinos y basanitas .....	49
4.4. Rocas metamórficas.....	49
5. HISTORIA GEOLOGICA .....	50
6. GEOLOGIA ECONOMICA .....	52
6.1. Minería.....	52
6.1.1. Mineralizaciones de Baritina .....	52
6.1.2. Mineralizaciones de sulfuros metálicos.....	53
6.2. Canteras.....	53
6.3. Hidrogeología.....	53
6.4. Riesgos geológicos.....	56
6.4.1. Sísmicos.....	56
6.4.2. Volcánicos.....	56
6.4.3. Colapsos kársticos .....	57
6.4.4. Inundaciones .....	57
7. BIBLIOGRAFIA.....	59

## 0. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Banyoles está situada en la parte nororiental de Cataluña, casi íntegramente en la provincia de Girona, con la excepción de una pequeña porción de territorio situado en su extremo suroccidental, que pertenece al término municipal de Rupit-Pruit, de la provincia de Barcelona.

Comprende íntegramente los términos municipales de Les Planes, Mieres, Sant Aniol de Finestres, Canet d'Adri, Banyoles, Camós y Porqueres. Asimismo incluye parcialmente los de Amer, Cornellà de Terri, Esponellà, Fontcuberta, Les Preses, Olot, Osor, Palol de Rebardit, Sant Ferriol, Sant Gregori, Sant Julià de Ramís, Sant Martí de Llémèna, Sant Miquel de Campmajor, Sant Feliu de Pallarols, Santa Pau, Sarrià de Ter, Serinyà, Susqueda, Vall d'en Bas, Vilademuls, y el anteriormente mencionado de Rupit-Pruit.

Orográficamente se trata de una zona montañosa con una poblada y variada cobertura vegetal. Esta incluye desde el hayedo de la vertiente norte de la Serra del Corb y del llano de Olot, en las inmediaciones del cono volcánico del Puig Jordà ("Fageda d'en Jordà"), producto de la abundante pluviosidad de la zona (entre 850 y 1100 mm anuales), el robledal húmedo atlántico de *Quercus robur* (Carvalho), el robledal sub-mediterráneo de *Quercus pubescens* (Roble), al encinar (*Quercus ilex* sub. *ilex*) que cubre principalmente las vertientes meridionales de las zonas montañosas.

El relieve, típico de montaña media, incluye una zona de cumbres que se dispone aproximadamente en forma diametral (NW-SE) desde la cumbre del Corb (986 m), en la sierra del mismo nombre, a la Serra de Finestres (1027 m) y a la Serra de Rocacorba (994 m). Desde estos relieves y hacia el sur, se desarrollan una serie de valles que discurren en dirección NE-SW, hasta desembocar en los ríos Brugent (Riera de Sant Iscle, Torrent d'Aiguavella, Riera de Cogolls) y Llémèna (Riera de Granollers de Rocacorba). La dirección de los cursos del Brugent y del Llémèna viene en gran parte condicionada por las importantes fallas NW-SE que existen en esta Hoja. Al mismo tiempo, el buzamiento general hacia el noroeste de los materiales eocenos en la mitad meridional de la Hoja, y la mayor resistencia a la erosión de los niveles calcáreos y areniscosos existentes, condiciona la existencia de importantes relieves que, de

forma escalonada por las fallas, pierden altitud hacia el este y forman espectaculares acantilados como los de Güirola (922 m), El Far (1126 m), Sant Roc (603 m) y Botadura (688 m). Al oeste de la falla de Amer y sobre el acantilado de El Far, se encuentran los relieves más elevados de la Hoja (Almadans, 1152 m).

El llano de Olot, situado por encima de los 500 m, se encuentra al norte de la Serra del Corb y en él destacan los pequeños montículos volcánicos (conos). En su parte oriental es drenado por el río Ser, afluente del Fluvià, que discurre sinuosamente hacia el noreste. Hacia el este, el relieve moderadamente montañoso y las depresiones de Mieres y de Sant Miquel de Campmajor enlazan con la zona relativamente llana de Banyoles. Es aquí donde se encuentran las cotas más bajas de la Hoja, ligeramente por debajo de los 100 m, en los cauces de la Riera de Vall-Llosera, río Terri y del Rec de Sors.

Geológicamente, la Hoja presenta una rica variedad de unidades y estructuras. En líneas generales se puede considerar la existencia de cinco subunidades. El sustrato hercínico, el Paleógeno surpirenaico, el Plioceno de la depresión del Empurdà, el Plioceno y Cuaternario lacustre de Banyoles y el volcanismo cuaternario de Olot.

El sustrato hercínico está representado por los afloramientos más septentrionales del macizo de Les Guilleries y aflora en la parte meridional de la Hoja. Este incluye desde rocas metamórficas, ortogneises leptiniticos, micaesquistos andalucíticos y cordieríticos, y mármoles de las series más antiguas aflorantes en las Cadenas Costeras Catalanas, a rocas sedimentarias anki-metamórficas del Ordovícico, Silúrico y Devónico inferior. Intrusiones post-hercínicas de granodioríticas y diques de pórfido cuarzodiorítico y de leucogranitos completan el espectro litológico de las rocas hercínicas.

El contacto de la base del Terciario con el sustrato hercínico lo constituye una superficie de erosión peneplanizada en parte preservada en Les Guilleries (por ejemplo, el llano de Sant Martí Sacalm). No existen restos de materiales mesozoicos y, en los sondeos existentes que cortan a toda la serie terciaria, este descansa discordantemente sobre el sustrato hercínico. De haberse depositado, lo que es muy probable para el Triásico y Jurásico, fué erosionado completamente con anterioridad al Paleoceno.

El Paleógeno está formado por facies aluviales y de plataforma carbonática del margen distal de la Cuenca Surpirenaica Oriental, sobre las que se disponen, en onlap, las facies siliciclásticas prodeltaicas y deltaicas procedentes del margen pirenaico. Los materiales paleógenos constituyen la mayor parte de la superficie de la Hoja.

El Plioceno del Empurdà se limita a facies aluviales que afloran al este de Banyoles y que corresponden a las facies más marginales del relleno sedimentario de esta cuenca.

El Plioceno y Cuaternario lacustre de Banyoles está formado por diversos niveles de terrazas travertínicas, situadas a diferentes alturas con relación a la cota actual del lago, y que representan estadios lacustres previos al actual. La alimentación del lago de Banyoles es mayoritariamente subterránea, por un karst que afecta a las evaporitas del Luteciense inferior, producido por la presión del agua procedente de los niveles calcáreos inferiores. La

zona de alimentación se sitúa en la vecina Hoja de Olot, en los macizos calcáreos de la Alta Garrotxa.

El volcanismo cuaternario de Olot, el más occidental y el más reciente de la provincia volcánica gerundense, está representado por 26 conos volcánicos y sus correspondientes productos de emisión (lavas, tobas piroclásticas y cenizas). Entre los conos volcánicos de esta Hoja se encuentra El Croschat cuyos últimos materiales emitidos han sido datados en 11.500 años de antigüedad, los más recientes del volcanismo de Olot. La magnífica preservación de la mayoría de los conos volcánicos existentes así como el interés de su masa forestal, en particular el hayedo ("Fageda d'en Jordà"), llevaron a su declaración como Reserva Natural de Interés Nacional y como Reserva Integral por la Generalitat de Cataluña.

Finalmente, la región se encuentra surcada por fallas de dirección NW-SE, algunas de ellas con desplazamientos verticales superiores a los 1000 m, que afectan a la serie eocena, y que participan en la conformación de las fosas tectónicas circundantes (La Selva y Empurdà) de edad Mioceno superior y Plioceno. Asociadas a estas fracturas se sitúan los epicentros de seísmos que, en época histórica (1427), produjeron una importante destrucción en la zona.

La actual edición de la Hoja de Banyoles es la tercera cartografía geológica de la misma que realiza el ITGE y la segunda en publicarse. La primera de ellas corresponde a la realizada por Ríos y Masachs (1953) y publicada en la primera serie del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. La segunda, inédita, fué realizada dentro de los planes provinciales (Guipuzcoa, Vizcaya, Logroño y Girona) de cartografía geológica a escala 1:50.000 que precedieron al Programa MAGNA. Solo los correspondientes a las dos primeras fueron publicados dentro de la serie Memorias del IGME.

La cartografía de Ríos y Masachs (1953), junto a la cartografía de Almela y Ríos (1949) correspondiente a la Hoja de Manlleu (nº 294), y a los trabajos publicados por estos autores (Almela y Ríos, 1943; Ríos *et al.*, 1943), representaron en su época una contribución muy importante al conocimiento de la estratigrafía del Eoceno de la Cuenca Surpirenaica Oriental. Al mismo tiempo, la Memoria explicativa, muy completa en todos los aspectos, incluye un catálogo de los centros de emisión volcánicos existentes en la Hoja (algo más de la mitad de los conos volcánicos de la provincia volcánica cuaternaria de Olot) y con la revisión de los conocimientos existentes en su momento.

Desde esta época hasta la actualidad el conocimiento geológico de las cinco subunidades geológicas incluidas en la Hoja, enumeradas previamente, ha mejorado considerablemente. El conocimiento del macizo hercínico de las Guilleries, del que ya había aparecido la monografía de Van der Sijp (1951) cuando se editó la primera versión de la Hoja de Banyoles (Ríos y Masachs, 1953), es en la actualidad aceptable. En la cuenca surpirenaica, los trabajos de investigación relacionados con la prospección de hidrocarburos, las tesis doctorales así como el resto de trabajos publicados desde entonces, han ido aplicando paulatinamente la metodología científica desarrollada durante los últimos años en el análisis de las cuencas sedimentarias. El conocimiento del volcanismo reciente de Olot se ha ampliado con estudios geoquímicos, dataciones absolutas y con el establecimiento de las relaciones entre los productos volcánicos y los mecanismos eruptivos. Un avance comparable se ha producido en el conocimiento de los

depósitos lacustres de Banyoles así como de su sistema hidrogeológico. La depresión del Empurdà es la subunidad geológica peor conocida, tanto en su geometría como en sus depósitos, aunque, especialmente por la aportación de trabajos recientes, sus rasgos fundamentales pueden ser descritos.

Se ha optado por no incluir en esta introducción ninguna relación de los trabajos que, a nuestro criterio, son los más significativos para cada una de las unidades descritas. Por el contrario se ha puesto especial atención en que estos aparecieran en el lugar adecuado de esta memoria y quedarán reflejados en la bibliografía.

## 1. ESTRATIGRAFÍA

### 1.1. CAMBRO-ORDOVÍCICO

#### 1.1.1. **Esquistos micáceos con intercalaciones de cuarcitas, rocas calcosilicatadas y anfibolitas (Serie superior de Les Guilleries) (10)**

En el ángulo suroccidental de la Hoja, afloran los materiales más antiguos de origen sedimentario existentes en la Hoja de Banyoles. Estos materiales, constituidos por esquistos micáceos con intercalaciones de areniscas feldespáticas (paragneises), cuarcitas, rocas calcosilicatadas y anfibolitas, descansan, en contacto concordante, sobre ortogneises leptiniticos (1; Gneis de Les Guilleries).

Estos materiales, micaesquistos y gneis, constituyen los afloramientos más septentrionales de la serie metamórfica de Les Guilleries que tiene su máxima expresión cartográfica en la vecina Hoja de Santa Coloma de Farners (Hoja nº 333; Barnolas *et al.*, 1983-84). De acuerdo con la interpretación estructural de estos autores, en el macizo metamórfico de Les Guilleries se reconocen cuatro tramos metasedimentarios en los que predominan los materiales originalmente lutíticos y limolíticos, actualmente transformados en micaesquistos, separados entre sí por tres cuerpos estratiformes de gneis leptinitico (gneis de Les Guilleries). De todo este edificio en disposición estratiforme, afectado por diversas fracturas, solamente la parte superior del tercer nivel de gneis y el tramo superior metasedimentario llegan a aflorar en la Hoja de Banyoles.

Los materiales de esta unidad cartográfica corresponden al tramo superior de la Serie de Les Guilleries y sus facies más características son las que se superponen inmediatamente a los gneises. Estas facies están formadas por paragneises, derivados de areniscas cuarzo-feldespáticas y que han sido interpretados como metavolcanitas, y micaesquistos. Sobre estos, se encuentra un nivel de mármol (11), constante a lo largo de todo el macizo de Les Guilleries aunque con variaciones de espesor, probablemente debidas más a causas tectónicas que sedimentarias. Sobre este nivel de mármol las facies predominantes son los micaesquistos aunque, frecuentemente, aparecen pequeñas intercalaciones de anfibolitas y de cuarcitas. En esta Hoja, la serie se halla truncada rápidamente por una fractura de dirección ENE-WSW que pone en contacto a estos materiales con los más recientes de la serie Cambro-ordovícica y del Ordovícico superior (12, 13, 14, 15).

La disposición sobre los gneises y las características litológicas de los niveles inferiores de este tramo recuerdan a las de la serie de Canaveilles del Pirineo oriental y su relación con el gneis del Canigó (Guitard, 1970), tal y como fue indicado en la Hoja de Santa Coloma de Farners (Barnolas *et al.*, 1983-84). Diversos autores (Autran *et al.*, 1966; Guitard, 1970) que han estudiado estos materiales en el Pirineo oriental, lo han interpretado como una discordancia entre el sustrato ígneo precámbrico, datado por el método U-Pb en zircones en 580 Ma (Vitrac-Michard y Allègre, 1975), y la base transgresiva de la serie cámbrica (?).

Aunque la Serie superior de Les Guilleries se atribuye al Cambro-Ordovícico, de manera semejante a la atribución de edad mas ampliamente aplicada a su equivalente en el Pirineo oriental, la Serie de Canaveilles, no es descartable su pertenencia al Proterozoico superior.

### 1.1.2. **Mármoles (11)**

A pocos metros de la superficie superior del tercer cuerpo gneisico de Les Guilleries, e intercalados entre las facies descritas previamente, se encuentra un nivel de mármol, de espesor variable aunque habitualmente por debajo de los 10 m, que por su importancia se ha exagerado y representado en la cartografía. Se trata de mármoles de grano bastante grueso, de color blanco y gris dominante, muy laminados y bandeados, siendo la laminación probablemente en parte original (algal), con intercalaciones abundadas de rocas de distinta litología entre las que se encuentran ortoanfíbolitas. Estas rocas aparecen intensamente deformadas con gran cantidad de pliegues isoclinales de escala métrica. Más raramente estos pliegues tienen dimensiones decamétricas y hectométricas que implican la repetición del nivel de mármol entre facies esquistosas.

### 1.1.3. **Esquistos bandeados, limolíticos, pizarras y cuarcitas (12)**

En la parte mas meridional de la Hoja, por debajo de los materiales paleógenos de la cuenca de antepaís surpirenaica, aflora el Paleozoico. Las facies con mayor área de afloramiento corresponden a las del Cambro-ordovícico anquimetamórfico y del Ordovícico superior que se han agrupado en esta unidad cartográfica, salvo los niveles con mayor personalidad litológica (Cuarcitas: 13; Conglomerados: 14; Volcanitas ácidas: 15). Estas facies limitan al sur por falla con las de la serie metamórfica de Les Guilleries (1, 10, 11) y al norte, también por falla (probablemente un cabalgamiento), con las del Silúrico y Devónico (16, 17). La estratigrafía y la estructura de estos materiales es aún poco conocida aunque, por comparación con la serie del macizo de Les Gavarres, donde por lo menos en lo que respecta a la sucesión del Ordovícico superior es bastante clara (Barnolas *et al.*, 1980; Barnolas y García-Sansegundo, 1992), podemos establecer su posición estratigráfica.

El área de afloramiento de estos materiales se encuentra separada en dos mitades por la falla de Amer. Esta falla normal desplaza algo más de 6 km hacia el sur en su flanco hundido, al contacto, también por falla, entre estos materiales y la serie metamórfica de Les Guilleries (ver Hoja de Santa Coloma de Farners (nº 333). Los situados en el labio occidental de la falla forman los relieves de la rasa de Sant Martí Sacalm, peneplanizada por la erosión pre-paleocena.

Estos se hallan fuertemente excavados por la garganta del río Ter y por los arroyos desarrollados en su margen derecha. En la superficie de la rasa las facies están fuertemente alteradas y coloreadas por efecto del contacto con las facies aluviales rojas del Tanethiense. Entre Sant Martí Sacalm y la falla que limita a estos materiales con la serie metamórfica, que denominaremos falla de Les Artigues, ya que se encuentra muy cerca de esta masía situada en la vecina Hoja de Santa Coloma de Farners (nº 333), las facies de conglomerados (14) y los niveles de volcanitas (15) se repiten varias veces por efecto, probablemente, de pliegues en la serie. También son frecuentes los niveles de cuarcitas (13).

Las facies esquistas situadas por debajo del nivel de conglomerado corresponden a filitas con intercalaciones cuarcíticas, frecuentemente bandeadas. Por encima del conglomerado son frecuentes, además de las volcanitas ácidas, los niveles de grauvacas, limolitas y, también pizarras azules que se han asimilado (Barnolas *et al.*, 1983-84) a las pizarras del Avencó de Puschmann (1968), y que corresponderían por lo tanto, a las lutitas y areniscas de Fitor descritas en Les Gavarres (Barnolas y García-Sanseguendo, 1992).

En este sector, en las proximidades de Can Basses Vinyes, en la vecina Hoja de Santa Coloma de Farners aunque inmediata a la Hoja, Villas *et al.* (1987) han reconocido y descrito la fauna de un yacimiento fosilífero (Les Guilleries 2) con *Iberomena* cf. *sardoa*, especie también presente en el yacimiento de La Mora en el macizo del Montseny descrito y estudiado inicialmente por Faura y Sans (1913) y reestudiado por Villas *et al.* (1987). Esta forma, presente en el Ordovícico superior de la Montaigne Noire, Sardinia y Cordillera Ibérica, indica un rango de edad desde el Caradoc superior al Ashgill medio.

El sector oriental de afloramientos, situado en el labio oriental de la falla de Amer presenta facies similares a las descritas. En este sector Villas *et al.* (1987) han descrito un yacimiento fosilífero situado dentro de la presente Hoja. Este yacimiento (Les Guilleries 1), próximo a Les Serres, en el camino vecinal de Sant Climent d'Amer a Les Serres, contiene *Eorhipidomella* aff. *musculosa* y *Strophomena* ? sp., formas no presentes en el yacimiento de La Mora ni en el yacimiento de Can Basses Vinyes. Según estos autores podría representar un Caradoc medio, por la presencia de *Strophomena*, aunque *Eorhipidomella musculosa*, la especie a la que comparan los ejemplares de este yacimiento, ha sido descrita en el Llandeilo inferior de Bretaña y de la Cordillera Ibérica.

#### 1.1.4. Niveles de cuarcitas (13)

Afloran siempre próximas a la posición del conglomerado del Ordovícico superior dando ligeros resaltes morfológicos. Tienen color oscuro y aparecen formando bancos de dimensiones métricas. Por sus características litológicas y por su posición con relación al conglomerado del Ordovícico superior pueden ser correlacionadas con el nivel de Roca Filanera de Les Gavarres (Barnolas y García-Sanseguendo, 1992).

#### 1.1.5. Conglomerado (Conglomerado de Sant Cebrià de Lladó) (14)

Se trata de un conglomerado de cantos predominantemente cuarcíticos siendo muy escasos los cantos de otras litologías aunque, entre estos destaca la presencia de cantos de cuarzo de exudación. La textura es heterométrica con abundante matriz llegando algunos cantos excepcionalmente al metro cúbico. Su posición con relación al resto de litologías del Ordovícico superior, bien establecida en Les Gavarres (Barnolas y García-Sansegundo, 1992), así como por la naturaleza de los cantos y su textura interna lo hacen comparable al conglomerado de Rabassa del Pirineo central y oriental (Barnolas *et al.*, 1980). El espesor del nivel conglomerático es variable llegando ocasionalmente a los 50 m. Generalmente es menor, del orden de 10 a 15 m.

#### 1.1.6. Volcanitas ácidas (Volcanitas ácidas de Els Metges) (15)

Sobre el conglomerado anteriormente descrito y de forma inmediata aparecen esquistos cuarzo-feldespáticos que proceden de la deformación de rocas volcánicas, volcanoclásticas y volcanosedimentarias. Normalmente existe una gradación, de base a techo, desde rocas volcánicas (riolitas masivas, tobas piroclásticas y volcanoclásticas y cenizas) a rocas sedimentarias con clastos de origen volcánico (grauvacas). El espesor de estos materiales es considerable, superior a los 300 m, y pueden reconocerse en los profundos barrancos que descienden desde Sant Martí Sacalm al río Ter, así como en Llorà a pie de carretera. Desde que fueron reconocidas en las Cadenas Costeras Catalanas (macizos de Les Guilleries y Les Gavarres) y descritas (Barnolas *et al.*, 1980), han aparecido numerosos trabajos que se ocupan de su naturaleza petrológica, geoquímica, así como de su significado geodinámico (Duran *et al.*, 1984; Navidad y Barnolas, 1988, 1991; Ferrer y Martí, 1989; Ferrer, 1989).

Petrologicamente se reconocen cuatro facies que corresponden a riolitas, tobas piroclásticas de composición dacítico-riolítica, tobas volcanoclásticas y cineritas (Navidad y Barnolas, 1991). Las facies riolíticas corresponden a rocas de aspecto masivo, poco abundantes con relación a las facies tobáceas, con matriz silicea de textura microlítica o microcristalina, reconociéndose frecuentemente, estructuras relictas de desvitrificación, perlítica y esferulítica, y laminaciones debidas a opacos y circonatos. Las tobas piroclásticas conservan caracteres relictos de tipo ignimbrítico y estructuras de depósito subaéreo como laminaciones, imbricaciones con niveles de cineritas y estructuras gradacionales. Tienen textura porfídica con fenocristales de cuarzo, feldespatos y fragmentos de cineritas y de flamas ignimbríticas y con una matriz formada por un agregado clorítico-moscovítico y biotita incipiente. Las tobas volcanoclásticas contienen además abundantes fragmentos líticos y proceden de erupciones de tipo freatomagmático. Las cineritas están formadas por niveles de grano fino y aspecto pizarroso que se encuentran interstratificados entre los niveles de tobas.

Los análisis geoquímicos realizados sobre estas rocas evidencian el carácter calco-alcalino del mismo (Duran *et al.*, 1984; Navidad y Barnolas, 1988, 1991; Ferrer y Martí, 1989). Se trata de rocas muy alteradas tanto por los procesos ligados a la deformación y metamorfismo como por procesos hidrotermales posteriores y por la meteorización. Estas alteraciones, especialmente las de carácter hidrotermal, modifican la composición química de estas rocas incluida la de algunos elementos de las tierras raras.

En la interpretación geodinámica interviene tanto las observaciones de tipo sedimentológico realizadas en el campo, como las de carácter geoquímico. Desde el punto de vista sedimentológico se trata de materiales depositados en un medio subaéreo (Conglomerado y volcanitas), en transición en el tiempo hacia un medio marino costero (grauvacas y a las Limolitas y lutitas de Mas Cals) que progresivamente se hace más profundo (Lutitas y areniscas de Fitor) (ver Barnolas *et al.*, 1983-84; Navidad y Barnolas, 1991 y Barnolas y García-Sansegundo, 1992). Desde el punto de vista petrológico y geoquímico se trata de un volcanismo explosivo, fundamentalmente subaéreo y de carácter hidromagmático procedente de fundidos corticales. Este conjunto de observaciones, sedimentológicas, petrológicas y geoquímicas han inducido a estos autores (Navidad y Barnolas, 1991) a interpretarlo como un volcanismo ligado a un proceso distensivo de apertura y formación de cuenca sedimentaria.

## 1.2. SILURICO Y DEVONICO

### 1.2.1. Pizarras ampelíticas negras (16)

Están constituidas por pizarras de grano fino y color negro que, meteorizadas, adquieren tonos blanquecinos. Forman pequeños afloramientos a lo largo de la fractura que pone en contacto los materiales del Ordovícico superior y los del Silúrico-Devónico carbonático.

A pesar de la poca extensión de sus afloramientos, se han señalado dos ricos yacimientos de graptolites (Julivert *et al.*, 1985). Uno de ellos, situado en la carretera de Girona a Les Planes, aproximadamente 1 km al este de Llorà, ha proporcionado *Glyptograptus* sp., *Orthograptus* sp., *Monograptus* cf. *convolutus*, *M. delicatulus*, *M. lobiferus* y *Rastrites* cf. *hibridus*. El otro yacimiento, situado en la vertiente suroriental del Puig de la Banya de Boc, aproximadamente a 1 km al norte del anterior, ha proporcionado *Glyptograptus* cf. *serratus*, *Monograptus* cf. *convolutus*, *M. delicatulus*, *M. limatulus* ? y *M. lobiferus*. Las asociaciones faunísticas determinadas para ambos yacimientos caracterizan la Zona de *convolutus* del Llandovery.

### 1.2.2. Calizas bioclásticas y alternancias de calizas y lutitas (17)

Estos materiales afloran en las proximidades del volcán del Puig de la Banya del Boc. Se encuentran en contacto por falla con los materiales del Ordovícico superior, que afloran inmediatamente al sur, y limitados hacia el este, por la falla de Rocacorba, de los materiales del Eoceno medio. A su vez, aparecen recubiertos en discordancia por las facies rojas del Paleoceno - Eoceno inferior y por los materiales volcánicos procedentes de los volcanes del Puig de la Banya del Boc y del Clot de l'Omera.

Aunque la sucesión estratigráfica es difícil de determinar, se reconocen dos litologías. La más común, corresponde a una alternancia de pizarras grises de grano fino y niveles calcáreos de poco espesor, que contienen abundantes fósiles de diocrináridos entre los que se ha determinado *Novakia* cf. *acuaría* que indica una edad Praguense (Durán, 1990). Estas facies parecen corresponder a la Formación Olorda de Julivert *et al.* (1987) descrita en los afloramientos de Santa Creu d'Olorda, en las proximidades de Barcelona, y a las Calizas y margas

del Montnegre de Barnolas y García-Sansegundo (1992) descritas en el macizo de Les Gavarres.

El otro tipo de litología, mucho menos abundante, está constituido por calizas masivas nodulosas, con restos de crinoideos, que equivalen probablemente a las calizas masivas nodulosas del Pridoliense, descritas en Santa Creu d'Olorda como Fm. La Creu (Julivert *et al.*, 1987) y como Calizas de Can Riera (Barnolas y García-Sansegundo, 1992) en Les Gavarres.

### 1.3. PALEOGENO

#### 1.3.1. **Limolitas y lutitas con niveles carbonáticos (Fm. Mediona) (18)**

Se han caracterizado y cartografiado exclusivamente al oeste de la falla de Amer donde, por la existencia del nivel de calizas bioclásticas de la Fm. Orpí (19), son fácilmente separables de los materiales cuiensenses y lutecienses en facies continentales. Corresponden a las antiguamente denominadas facies garumnienses que, en algunos puntos, y en particular en las proximidades de la Font del Ferro, en Sant Daniel, cerca de Girona (Hoja nº 334 Girona), contienen abundantes restos de *Vidaliella gerundensis* (Vidal, 1883, 1886). Según datos de Gich (1972) y Pallí (1972) estas facies tienen, en Sant Martí Sacalm, 32 m de espesor y en ellas se distingue un tramo inferior predominantemente arcilloso, de colores rojo y violáceo, con un espesor de 21 m, en el que, hacia la parte superior, presenta pequeños niveles de areniscas con morfología de canal. El segundo tramo, con 11 m de espesor, es más arenoso, de colores verde-azulados, y presenta una alternancia de capas más calcáreas con capas más arcillosas. En el sondeo de Sant Miquel de Campmajor-1 estas facies poseen un espesor de 65 m y en el sondeo Ampurdán-2 de 61 m.

#### 1.3.2. **Calizas bioclásticas (Fm. Orpí) (19)**

Se trata de un delgado nivel de 3 m de espesor, que sin embargo produce un pequeño resalte morfológico reconocible en la fotografía aérea, de calizas arenosas y micríticas de color gris, con abundantes bioclastos, que hacia el techo se hacen más margosas. Entre los bioclastos contienen miliólidos, *Orbitolites*, y alveolinas con *Alveolina (Glomalveolina) lepidula* y *A. cf. moussoulensis* que caracterizan a la Biozona de *A. moussoulensis* del llerdiense medio (Hottinger, 1960). Como se ha indicado en el apartado anterior este nivel solo ha sido reconocido, en superficie, al oeste de la falla de Amer.

En sondeos ha sido reconocido en el sondeo de Sant Miquel de Campmajor-1, realizado por ENPASA en el año 1963 y situado al sur del pueblo del mismo nombre y en el sondeo Ampurdán-2 realizado por la compañía LECSA en el año 1961 y situado al noroeste de Sant Miquel de Campmajor, cerca de El Collell. En el sondeo Sant Miquel de Campmajor-1 presenta un espesor de 81 m, con calizas grises de alveolinas, miliólidos, orbitolites, flosculinas y oper-orbitolites en los 25 m basales y calizas dolomíticas en la parte superior. En el sondeo Ampurdán-2 su espesor es de 106 m. En ambos sondeos, al igual que en los afloramientos del

borde meridional de la cuenca, sobre esta unidad se desarrollan directamente las facies rojas aluviales del Cuisiense.

### 1.3.3. Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (20)

Sobre las calizas de alveolinas del Ilerdiense medio se desarrollan facies aluviales de color rojo vinoso intenso que han sido agrupadas en esta unidad cartográfica. Su límite superior lo constituyen las calizas arenosas con macroforaminíferos del Luteciense (Fm. Tavertet). En los afloramientos situados al este de la falla de Amer, donde no se ha reconocido la presencia de la Fm. Orpí, esta unidad cartográfica incluye en su base a las facies arcillosas y de areniscas de la Fm. Mediona. En los sondeos de Sant Miquel de Campmajor-1 y Ampurdán-2, con una Fm. Orpí bien caracterizada, esta unidad está bien definida.

Esta unidad, incluyendo a las facies paleocenas, a sido denominada como Tramo rojo inferior (Almela y Rios, 1943), Conglomerados y areniscas rojas de Les Guilleries (Reguant, 1967) y Fm. Sant Martí Sacalm (Gich *et al.*, 1967). También se ha utilizado (Pallí, 1972) el de Fm. Pontils, definido por Ferrer (1971) en la región de Igualada, aunque la Fm. Pontils en su corte tipo, no incluye las facies paleocenas y si incluye a facies lutecienses continentales, siendo bartonienses los materiales marinos transgresivos sobre esta Formación. Colombo (1980) denomina a esta unidad, excluidas las facies de la Fm. Mediona, como Fm. Vilanova de Sau.

En el sector más occidental (corte del Far) tiene un espesor aproximado de 320 m que disminuye progresivamente hacia el este. Así, en el corte de Sant Roc a Santa Elena d'Amer el espesor es de 247 m y en el corte de Costa Roja, contiguo a la Hoja (Hoja de Torroella de Montgrí, nº 296), es de 110 m (Pallí, 1972). En todos estos cortes, excepto el de El Far, incluye a las facies rojas de la Fm. Mediona.

Hacia el norte su espesor disminuye progresivamente así, en el sondeo de Sant Miquel de Campmajor-1 su espesor es de 98 m, y en el sondeo Ampurdán-2 es de 109 m.

### 1.3.4. Calizas arenosas y calizas bioclásticas (Fm. Tavertet) (21)

En la mitad meridional de la Hoja, sobre las facies rojas de la Fm. Vilanova de Sau (20), aflora una unidad carbonática de color gris, en facies de plataforma somera, de edad Luteciense. Esta unidad cartográfica se corresponde fielmente con la unidad litoestratigráfica definida por Gich *et al.*, (1967) con el nombre de Fm. Tavertet. Pallí (1972) definió para el área de Girona a esta misma unidad con el nombre de Fm. Girona que hay que considerar como sinonimia del primero.

La Fm. Tavertet forma los escarpes morfológicos situados al norte del río Ter, característicos del paisaje septentrional de Les Guilleries entre Vic y Girona y entre los que destacan los del Cingle del Far y de Sant Roc d'Amer.

En los afloramientos situados en esta Hoja la Fm. Tavertet está formada por un tramo basal,

de calizas arenosas y areniscas calcáreas con abundantes bioclastos y un tramo superior formado por calizas lumaquéllicas de *Nummulites* del grupo *perforatus*.

El material siliciclástico del tramo basal procede de la reelaboración de los sedimentos aluviales de la Fm. Vilanova de Sau durante la transgresión luteciense. En la base de este tramo se encuentran algunas secuencias granodecrecientes con base erosiva y niveles microconglomeráticos, de poco espesor, que son sustituidas rápidamente por facies masivas de areniscas calcáreas con algunas pasadas horizontales conglomeráticas y, ocasionalmente, por facies arenosas con estratificación cruzada de gran escala. Hacia el techo de este tramo las facies se hacen mas carbonáticas aumentando el contenido fósil. En algunos tramos abundan las alveolinas (*A. frumentiformis*) y pequeños nummulites caracterizando el Luteciense inferior. El espesor total de este tramo basal es próximo a los 70 m.

El tramo superior, con un espesor total próximo a los 20 m, consiste en calizas bioclásticas masivas que, en Sant Joan de Fàbregues (afloramiento situado en la Hoja de Manlleu, contiguo al Puig Güiola) y en El Far, contiene *Nummulites verneuli* (Serra-Kiel, 1984 y Schaub, 1981) característico del Luteciense inferior. Sobre este tramo se encuentra un lag bioclástico y microconglomerático que marca la transición a la unidad suprayacente. Este lag presenta fauna abundante de *Nummulites* con la misma forma del grupo *perforatus*, *Assilina spira*, Equinidos, decápodos, *Velates*, *Haliterium*, ceritidos, restos de peces, etc.

Las facies detríticas y bioclasticas descritas pertenecen a facies de rampa proximal y, presumiblemente evolucionan hacia el norte a margocalizas nodulosas típicas de rampa distal, similares a las existentes al techo de la unidad en algunos cortes (por ejem. Sarrià de Ter, Hoja 334 Girona). Estas facies de margocalizas nodulosas del techo así como el lag bioclástico descrito previamente se generaron durante la fase de hundimiento generalizada de la plataforma carbonática, perteneciente al margen distal de la cuenca surpirenaica, y su posterior onlap por las facies distales del sistema siliciclástico procedente del margen activo y representado por las Fms. Banyoles, Bracons y Bellmunt.

Es difícil precisar, por la ausencia de determinaciones paleontológicas de las facies de subsuelo, el nivel de diacronismo existente con las facies carbonáticas situadas inmediatamente al norte, bajo las facies típicas de la Fm. Banyoles y reconocidas en los sondeos de Sant Miquel de Campmajor-1 y Ampurdán-2 así como en numerosos sondeos hidrogeológicos del llano de Banyoles. En todos estos sondeos la Fm. Banyoles descansa sobre facies evaporíticas (Fm. Beuda, 23) que a su vez se superponen a calizas bioclásticas con nummulites, alveolina y miliólidos, y que tradicionalmente se han asimilado a la Fm. Tavertet (Pallí, 1972). El espesor de este tramo calcáreo en el sondeo de Sant Miquel de Campmajor-1 es de 93 m. Probablemente este diacronismo sea importante y solo la parte basal de la Fm. Tavertet se corresponda con estas calizas. Hay que señalar que, mas al norte, en las proximidades de Santa Pau aflora un tramo de calizas nummulíticas situado en el tránsito entre la Fm. Banyoles y la Fm. Bracons con formas del grupo *perforatus* idénticas a las del tramo superior de la Fm. Tavertet de los afloramientos situados en la mitad meridional de la Hoja (ver apartado 1.3.7).

### 1.3.5. **Margas azules (Fm. Banyoles) (22)**

Esta unidad aflora extensamente en el cuadrante nor-oriental de la Hoja, donde conforma el paisaje de las depresiones de Mieres, Sant Miquel de Campmajor, y de la parte occidental de la depresión de Banyoles, así como en los relieves meridionales sobre las calizas de la Fm. Tavertet. Localmente las margas de la Fm. Banyoles son conocidas con el nombre de "xalió".

Es en la región próxima a Banyoles donde esta unidad alcanza su máximo espesor, que se sitúa entre 400 y 450 m, reduciéndose drásticamente en todas direcciones (hacia el este, bajo la depresión del Empurdà, no existe control de esta unidad). En los afloramientos de la mitad meridional de la Hoja, sobre la Fm. Tavertet, sobrepasa ligeramente los 100 m.

En los afloramientos de la mitad septentrional están formadas por margas azules, bastante arcillosas, sin fauna en la mayor parte de su sección y con algunos horizontes de yesos ocasionales. Solo en la parte superior de la sección, cerca del tránsito a las facies arenosas de la F. Bracons, aparecen algunos restos fósiles, más abundantes a medida que los cortes ocupan una posición más meridional.

En los afloramientos de la mitad meridional, cuando la unidad se dispone directamente sobre la Fm. Tavertet, los fósiles son muy abundantes desde la base de la sección mostrando una secuencia somerizante. En este caso las facies margosas de color gris azulado se disponen formando secuencias de somerización a techo de las cuales se reconocen pequeños horizontes de condensación de fauna muy característicos. Esta incluye una variada representación de moluscos, equínidos, crustáceos, braquiópodos y foraminíferos (ver Vía 1966, 1969).

La unidad es heterócrona y constituyen las facies distales de una secuencia de progradación deltaica procedentes del margen pirenaico. La base y el techo de la unidad son más antiguos en los afloramientos más septentrionales que en los afloramientos más meridionales. De esta forma la sección observada en los afloramientos de la mitad meridional se corresponden en edad con las facies septentrionales de las Fms. Bracons y Bellmunt. La presencia de *Alveolina fusiformis* y *A. fragilis* en la parte superior de la unidad, en los afloramientos meridionales, permite situar el techo de la formación en el Luteciense superior.

Fue definida como unidad litoestratigráfica formal por Gich *et al.* (1967). Clavell *et al.* (1970) propusieron la denominación de Fm. margas de Coll de Malla para los afloramientos meridionales, en base al diacronismo existente, las diferencias en contenido faunístico y al superponerse sobre diferentes unidades litoestratigráficas, con relación a los afloramientos típicos de la región de Banyoles. De la cartografía de la Hoja se desprende que existe continuidad física entre ambas regiones dentro de la misma litología margosa.

### 1.3.6. **Yesos (Fm. Beuda) (23)**

Por debajo de la Fm. Margas de Banyoles (22), en los afloramientos de la mitad septentrional de la Hoja, existen facies evaporíticas (yesos y anhidritas) reconocidas en numerosos sondeos tanto de prospección de hidrocarburos como hidrogeológicos (Vidal-Pardal, 1954b). En el sondeo de Sant Julià de Campmajor-1 estas facies tienen un espesor aproximado de 50 m y se hallan interestratificadas con arcillas y calizas oolíticas y dolomías. En el sondeo Ampurdán-2

su espesor es de casi 300 m y se encuentran asociadas a facies arcillosas grises. Mas al este, en el llano de Banyoles se han cortado en varios sondeos hidrogeológicos (ver Vidal-Pardal, 1954b y 1960) con espesores superiores a los 300 m en las proximidades de Serinyà (Julià, 1980).

En algunos puntos del cuadrante nor-oriental de la Hoja, intercalados en la parte inferior de la Fm. margas de Banyoles (22) se encuentran algunos horizontes de yeso, generalmente de poco espesor, que han sido atribuidos a esta unidad. El mas extenso y potente de estos afloramientos corresponde al situado en el Coll de Guixeres.

Mas al norte, en la unidad del Cadí, estas facies evaporíticas se encuentran situadas entre las facies turbidíticas de la Fm. Vallfogona y las facies de frente deltaico de la Fm. Bracons. La parte superior de la unidad turbidítica se caracteriza por la progresiva desaparición de la fauna y de las trazas de actividad animal, así como la progresiva preservación de restos orgánicos (peces, insectos, restos vegetales) y de materia orgánica (Busquets, 1981). Estos hechos son indicativos del carácter anóxico de las facies y del progresivo confinamiento de la cuenca sedimentaria. En estos afloramientos septentrionales es donde la unidad ha podido ser estudiada con cierto detalle (Ortí y Rosell, 1990) presentando una secuencia de somerización formada por facies laminadas de cuenca en su parte inferior, facies nodulosas en su tercio superior y facies pseudomórficas de cristales prismático-tabulares de yeso, preservados como yeso alabastrino secundario, en su parte superior.

### 1.3.7. **Conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas grises, frecuentemente bioclásticas y con glauconita abundante (Fms. Bracons y Rupit) (24)**

Se han agrupado cartográficamente dos unidades litoestratigráficas próximas desde el punto de vista litológico y de ambiente deposicional aunque con características de composición y de facies bien definidas. Constituyen la envolvente en facies terrigenas groseras, areniscas, limolitas y microconglomerados fundamentalmente, en facies marinas, de la cuña clástica roja, de origen aluvial de la Fm. Bellmunt. El hecho de haberlas agrupado cartográficamente se debe a las dificultades encontradas para poder separarlas debidamente en los afloramientos meridionales donde su espesor es mas reducido.

La Fm. Bracons constituye la formación heterolítica gris de tránsito entre las margas de Banyoles y las facies rojas de la Fm. Bellmunt. Corresponde a los maciños inferiores de Kromm (1966a) y al Mb. Barcons de Gich (1969). Sus facies varían de norte a sur, especialmente en su parte inferior.

En los cortes mas septentrionales, la base de la unidad esta formada por acumulaciones de slumps constituidos por facies de margas y areniscas alternantes con espesor centimétrico. Sobre estas facies se disponen facies formadas por capas turbidíticas muy regulares en espesor y distribución sin observarse ninguna organización de tipo secuencial. A continuación se encuentran directamente facies de canales arenosos con incisiones basales muy pronunciadas a las que se superponen facies de areniscas bioturbadas bioclásticas. Este tipo de facies (bioturbadas y barras arenosas bioclásticas) es bastante potente y, localmente, se observan algunos bancos de nummulites "in situ" como el de las proximidades de Santa Pau anteriormente

mencionado. Esta transición desde facies mas profundas y de mayor energía deposicional a facies menos profundas, muestra una evolución interpretada como la progradación sobre un talud acrecional de facies de rampa siliciclástica dominada por las avenidas torrenciales. Sobre estas facies se superpone, durante la transgresión de la base del Luteciense superior, un sistema deposicional menos energético con facies de barras en la plataforma interna, bioturbadas en la zona litoral.

La fauna de nummulites del nivel de Santa Pau corresponde según Schaub (1981) a *Nummulites* aff. *verneuili* y *N. praediscorbinus*. La forma afín a *N. verneuili* correspondería a un estadio intermedio entre esta y *N. taverdetensis*. Serra-Kiel (1984) determina en el mismo yacimiento *N. verneuili* por lo que, en ambos casos, hay que situar al mismo en el Luteciense inferior, tránsito al Luteciense medio, equivalente en edad al tramo superior de la Fm. Taverdet en los afloramientos meridionales (El Far, Santa Elena d'Amer).

En los afloramientos meridionales, la secuencia de facies está dominada por las facies de ritmitas heterolíticas de lutitas y limolitas centimétricas, mas o menos bioturbadas, con ripples en los niveles mas arenosos a los que siguen facies cada vez mas arenosas y mas bioturbadas. Los niveles de areniscas con estructuras tractivas son escasos y la fauna dominante está constituida por alveolinas, miliólidos y ostreas. La presencia de *Nummulites crusafonti* y *Assilina spira* en algunos niveles de la base de estos cortes así como la de *Alveolina fusiformis* y *A. fragilis* en la parte superior de los mismos, permite atribuirlos enteramente al Luteciense superior.

En los afloramientos septentrionales, cuando sobre la Fm. Bracons se disponen facies aluviales rojas, el límite superior de esta unidad se sitúa en este tránsito. Por la naturaleza de sus límites tanto inferior como superior la unidad es heterócrona de norte a sur al igual que lo indicado para la Fm. margas de Banyoles. En los afloramientos meridionales el techo de la unidad la constituyen las facies que han sido denominadas como areniscas de Rupit.

La Fm. areniscas de Rupit está formada por areniscas, frecuentemente rojizas, con abundantes fragmentos bioclásticos, abundante glauconita especialmente en los tramos mas margosos o limolíticos, y con un contenido arenoso mayor en clastos de origen granítico y o hercínico. Esta unidad está formando secuencias granocrecientes que hacia el oeste de Rocacorba muestran abundantes estratificaciones cruzadas. Al este del Rocacorba estas facies suelen estar muy bioturbadas. El tránsito entre ambas unidades a veces es difícil de precisar dada la escasez de cortes bien expuestos. En áreas mas distales de la cuenca, en el llano de Vic, el límite inferior de esta unidad es un nivel arenoso y bioclástico de color rojo muy característico (nivel RM de Reguant, 1967).

El límite inferior de la Fm. areniscas de Rupit lo constituyen la Fm. Bellmunt en los afloramientos septentrionales o, cuando esta ha desaparecido por cambio lateral de facies hacia el sur, la Fm. Bracons. El límite superior corresponde a la Fm. Folgueroles. Equivale parcialmente a los maciños superiores de Kromm (1966a), a la Fm. Folgueroles en la acepción de Gich *et al.* (1967), al Mb. Puigsacalm de Gich (1969) y a las areniscas de Sarrià de Ter de Pallí *et al.* (1972).

El espesor de estas unidades varía sensiblemente de norte a sur. La Fm. Bracons, mas potente en el norte, pasa de unos 200 m en el corte de Sallent a unos 25 m en el corte de El Far. Hacia

el este también es mas potente con 85 m en Rocacorba. La Fm. Rupit por el contrario aumenta de espesor de norte a sur aunque, en los afloramientos meridionales éste puede variar ligeramente por la erosión de la base de la Fm. Folgueroles (27). En el Rocacorba la Fm. Rupit tiene cerca de 90 m; en el corte de El Far 70 m.

### 1.3.8. Conglomerados, areniscas y arcillas rojas (Fm. Bellmunt) (25)

Antiguamente conocidas como Tramo Rojo Intermedio (Almela y Ríos, 1943), las facies aluviales rojas de la Fm. Bellmunt (Gich, 1969) afloran al norte de Santa Pau y Sallent, en las estribaciones meridionales de la sierra de Sant Julià (Hoja de Olot, 257), así como en la vertiente norte de las sierras del Corb y de Finestres. Se trata de facies aluviales rojas de procedencia pirenaica, solo presentes en la mitad septentrional de la Hoja, en forma de cuña, cuyos equivalentes laterales en facies marinas estan representados por las Fms. Bracons (regresiva) en la base y Rupit (transgresiva) al techo. Esta geometría en forma de cuña se pone de manifiesto por la drástica reducción de espesores de norte a sur, desde una potencia próxima a los 1000 m en la Serra de Sant Julià (Hoja de Olot, 257) en afloramientos contiguos a la Hoja, a desaparecer en las inmediaciones de Rocacorba.

Las facies aluviales presentes en los afloramientos de esta Hoja son mas groseras que las existentes en el corte del Coll de Bracons (Hoja de Manlleu, 294). Abundan las facies conglomeráticas con cantos predominantemente de calizas en la parte inferior de la unidad y de granitoides y materiales de la serie paleozoica de la Zona Axial pirenaica en la parte superior (Kromm 1966b, 1969).

### 1.3.9. Microconglomerados y areniscas con glauconita (Fm. Folgueroles) (27)

El nombre de areniscas de Folgueroles fue utilizado por Reguant (1967) para designar a las areniscas glauconíticas existentes entre la Fm. Banyoles y la Fm. Igualada. Fue definida formalmente como Fm. areniscas de Folgueroles por Gich *et al.* (1967) con el mismo rango litoestratigráfico. En esta cartografía y memoria se sigue un significado mas limitado del término tal y como ha sido utilizado en Barnolas (1992).

La base de la unidad es erosiva sobre las facies arenosas de la Fm. Rupit o, mas al este (en la Hoja de Vic, 332), sobre sus equivalentes margosos distales (Margas de Còdol Dret). Al contrario que las areniscas de Rupit presenta una organización secuencial granodecreciente. Internamente está formada por sets de megaestratificación cruzada cuyo espesor disminuye hacia el techo donde las facies son de grano mas fino y suelen estar intensamente bioturbadas. La composición es arcósica, con abundante glauconítica y con escasez de restos fósiles. La potencia de la unidad se mantiene en valores bastante uniformes desde el corte de Rocacorba hasta Roda de Ter, en la Hoja de Vic (332), oscilando entre 40 y 60 m.

Se interpretan como un depósito de estuario formado durante las fases iniciales de la transgresión Bartonense.

### 1.3.10. **Conglomerados, areniscas y margas (Fm. Puigsacalm) (28)**

Al techo de la Fm. Folgueroles se desarrollan facies arenosas y microconglomeráticas, en secuencias granocrecientes y estratocrecientes, que tienen su máxima expresión en las sierras de El Corb y Finestres así como en el macizo del Rocacorba. A diferencia de las areniscas de las Fms. Rupit y Folgueroles, las areniscas de Puigsacalm son mucho más calcáreas ya que en gran parte proceden de la denudación de materiales mesozoicos de los mantos superiores (en terminología de Muñoz *et al.*, 1986) de la vertiente surpirenaica (Montgrí y Bac Grillerà).

En Rocacorba esta unidad está formada por varias secuencias granocrecientes cuya potencia oscila entre los 15 y los 50 m. Cada una de estas secuencias constituye un gran cuerpo con megaestratificación cruzada progradando hacia el W-SW. Cada superficie de megaestratificación cruzada corresponde a una superficie de reactivación que separa a megaripples descendientes. Estos megaripples descendientes están erosionados cerca del bottom set de la megaestratificación cruzada por numerosos festoons cuyas láminas de estratificación cruzada indican un sentido de corriente hacia el W-NW. El bottom set de la megaestratificación cruzada está formado por margas y areniscas muy bioturbadas que constituyen la base de las secuencias granocrecientes. La interpretación dada a estas facies en este punto es el de barras (probablemente Tidal Sands Banks) desarrolladas frontalmente a la desembocadura de un fan-delta progradante.

El espesor de esta unidad en sus afloramientos más septentrionales (Serra del Corb, Finestres y Rocacorba) es ligeramente superior a los 200 m. Mas al sur disminuye rápidamente y, en el corte de El Far, donde las facies son más distales con el tamaño de grano más fino y muy bioturbadas, no sobrepasa los 50 m.

### 1.3.11. **Margas azules (Fm. Igualada) (29)**

Sobre las areniscas de la Fm. Rocacorba y en tránsito lateral de las mismas, así como en tránsito lateral de la unidad suprayacente (30), se encuentran facies margosas y limolíticas de la Fm. Igualada. En este sector, predominan las facies limolíticas y corresponden a los depósitos de prodelta de las formaciones antes mencionadas. Se trata de facies pobres en fauna, de color gris azulado, generalmente azoicas, que, en algunos niveles presentan algunas cicatrices de slumps.

### 1.3.12. **Areniscas, limolitas y margas (30)**

Estas facies solo afloran en el área más occidental de la Hoja. Se trata de niveles arenosos, generalmente muy bioturbados, limolitas y margas organizados en secuencias granocrecientes. A techo de una de las secuencias deltaicas se desarrolla un arrecife con una significación cartográfica importante que ha sido representado en la cartografía (31). Las secuencias situadas por encima del arrecife contienen tramos con facies de transición a techo de las mismas.

### 1.3.13. Calizas arrecifales y calizas bioclásticas (Fm. Tossa) (31)

Un único afloramiento de esta formación litoestratigráfica situado en la parte occidental de la Hoja, en el sector del Puig Blanc, Coll de la Miranda y Puig de la Boada, que se corta en la carretera de Olot a Vic, en las proximidades del Coll d'Úria, ya en la Hoja contigua de Manlleu (294). Se trata de las típicas facies de la unidad, formadas por calizas masivas, de aspecto noduloso, con abundancia de material margoso aglutinado entre los nódulos calcareos. Estas facies están constituidas por framestones formados por abundantes restos de corales coloniales y algas rojas incrustantes o en formas arborescentes. Entre los corales abunda especialmente *Porites*.

El espesor de la unidad es del orden de los 70 m, y se halla interestratificada entre facies siliciclásticas deltaicas (30). Su posición estratigráfica es equivalente a la que presentan los demás arrecifes coralinos de la Formación, sobre los estadios transgresivos de las parasecuencias progradacionales siliciclásticas del Bartonense superior y Priabonense basal (ver Barnolas *et al.*, 1988).

## 1.4. PLIOCENO Y CUATERNARIO

### 1.4.1. Conglomerados heterométricos rojos con intercalaciones de material volcánico (lapilli) (32)

Corresponden a las facies aluviales del borde occidental de la depresión neógena del Empurdà. Afloran al este del Pla d'Usall en cotas de hasta 250-270 m, ligeramente superiores a las del travertino del Pla d'Usall (220-230 m), constituyendo por lo tanto, relieves que limitan orientalmente las facies lacustres pliocenas y cuaternarias. Su atribución al Plioceno se basa en la fauna hallada en los niveles de facies margosas en los que Julià y Villalta (1974) citan *Dicerorhinus megarhinus* procedente de Maià de Montcal, *Hipparion* sp., de Banyoles, *Anancus arvenensis* de Cornellà de Terri y *Zigolophodon borsoni* de Mata.

Lateralmente estas facies son equivalentes a las facies marinas del Plioceno. Julià (1980) cita el afloramiento de la estación fito-sanitaria de Vilamalla (Hoja de Figueres) donde se observa la relación lateral entre las facies aluviales pliocenas y las facies marinas.

Dentro de estos materiales se han agrupado los depósitos en facies similares situados al suroeste de la Hoja, y que corresponden al Plioceno de Sils (ver Hoja de Santa Coloma de Farners).

### 1.4.2. Calcarenitas y arcillas (Facies lacustres de la Bòvila Ordis) (33)

Con este término se agrupan a las facies calcareníticas y arcillosas que se encuentran entre el sustrato eoceno y las calizas travertínicas del Pla de Usall, así como a las facies arcillosas y conglomeráticas que rellenan a los embudos kársticos desarrollados sobre las facies anteriores. Afloran al norte del lago de Banyoles, en la Bòvila Ordis, y han sido atravesadas por numerosos sondeos.

En esta unidad cartográfica podemos distinguir un conjunto litológico inferior, discordante

sobre el sustrato eoceno y situado estratigráficamente bajo las calizas del Pla d'Usall, y un conjunto litológico superior, discordante sobre el anterior (rellenos de superficies kársticas que también afectan a las calizas del Pla d'Usall).

El conjunto litológico inferior está formado por:

— Un nivel basal constituido por limos calcáreos con nódulos calcáreos diagenéticos. En la Bòvila Ordis este nivel tiene 14 m de espesor (Julià, 1980) y constituye un nivel acuífero. En el sondeo 27 de Vidal (1960) alcanza los 46 m aunque su atribución es dudosa.

— Un tramo arcilloso intermedio formado, de muro a techo, por facies arcillosas con abundantes fragmentos de gasterópodos, facies rítmicas arcilloso-carbonáticas de espesor milimétrico, facies arcillosas con restos vegetales oxidados y, finalmente, por facies arcillosas laminadas. El conjunto tiene un espesor máximo de 40 m en la Bòvila Ordis (Julià, 1980). Procedente de este tramo Julià (1980) cita la siguiente fauna: *Valvata (Cincinnati) gaudryana suppiscinalis*, *V. (C.) minima*, *Bulimus labiata*, *Galba limbata*, *Stagnicola palustris*, *Radix auricularia auricularia*, *Planorbis carinatus*, *P. planorbis planorbis*, *Armiger crista*, *Theba pisana*, *Parmacella anguiformis*, *Pyrgula nodoti*, *Anisus (A.) spirorbis*, *Vertigo (V.) pseudoantivertigo*, *Vallonia pulchella*, *Lymnaea stagnalis*, *Radix aff. limosa ovata*. La presencia de *Pyrgula nodoti* permite situar a estas facies en el Villafranquiense medio (límite Plioceno-Pleistoceno), o más probablemente en el Pleistoceno inferior (Julià, 1980).

— Un tramo superior calcarenítico de color blanco y aspecto masivo, formado por facies detríticas de composición carbonática que Vidal-Pardal (1960) denominó como arenas del lago. Estas facies presentan estratificación cruzada en la base y laminaciones texturales formadas por intraclastos y opérculos de gasterópodos. Presenta abundantes moldes y opérculos del gasterópodo *Bithynia* al igual que las facies travertínicas de la Fm. Incarcal (Julià, 1980) que aflora al norte del río Fluvià, en la vecina Hoja de Olot. El espesor de este tramo oscila entre los 6 y 12 m.

El conjunto litológico superior está formado por :

— Arcillas verdes con cantos centimétricos dispersos que se superponen directamente y en discordancia sobre las facies calcareníticas.

— Sobre las facies arcillosas, en la bòvila Ordis se desarrolla un hard-ground o bien, lateralmente se le superpone un microconglomerado predominantemente calcáreo, erosivo sobre las facies arcillosas, y que contiene abundantes restos de vertebrados entre los que se ha hallado *Mammuthus meridionalis* y *Sus cf. minor* (Julià, 1977). La edad de estos materiales correspondería al Pleistoceno inferior.

— Sobre estas facies, y rellenando una depresión de origen kárstico, se encuentra un tramo arcilloso de unos 50 m de espesor, en el que Julià (1980) reconoce tres niveles. Un nivel inferior detrítico, un nivel intermedio formado por arcillas orgánicas con restos de vertebrados y moluscos, y un nivel superior de arcillas y limolitas azules con restos de moluscos. La fauna de vertebrados corresponde a *Hippopotamus amphibius major*, *Cervus philisi* y *Bos sp.*, y entre los

moluscos se han reconocido *Arimiger crista*, *Anisus spirorbis*, *Bythinia tentaculata*, *Carychium minimum*, *Acroloxus lacustris* y *Vallonia pulchella* (Julià, 1980). Por la presencia de *Bos* sp., de caracteres marcadamente arcaicos, Julià (1980) coloca a esta serie en la base del Pleistoceno medio. El estudio palinológico de estos materiales ha sido realizado por Elhäi (1966) y Geurts (1977). El diagrama polínico corresponde a un bosque denso cálido y húmedo con *Pinus*, *Abies*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Alnus*, *Corylus*, *Quercus* y *Betula* acompañados de *Picea*, *Tilia*, *Fagus*, *Salix*, *Hedera*, *Mirica*, *Ostrya* y *Cedrus*. La presencia además de *Carya*, *Pterocarya* y *Tsuga* (Elhäi, 1966), formas que desaparecen en el Cromeriense, y la abundancia de *Abies* permiten suponer que estas facies pertenecen aún al Cromeriense (Julià, 1980).

#### 1.4.3. Calizas del Pla d'Usall (Fm. Usall) (34)

Con este término se denominan a las calizas palustres que forman la base litológica del relieve conocido como "Pla d'Usall". Se trata de calizas detríticas, vermiformes, karstificadas en su parte superior y que presentan en afloramiento espesores de 8 a 10 m. En sondeos su espesor máximo puede estimarse en 40 m (Julià, 1980). Estratigráficamente se sitúan sobre las facies lacustres descritas en la Bòvila Ordis (33) y su base es transicional desde facies arcillosas orgánicas con turba de la parte occidental del llano, o desde facies arcillosas y limosas azules en la parte oriental del mismo. El llano de Usall se sitúa a unos 50-60 m por encima del nivel actual del lago de Banyoles.

Pobre en fósiles, estos se reducen a moldes de gasterópodos (*Unio*, *Helix*, *Bithynia*, *Limnaea*) así como oogonios de carófitas y ostrácodos. Los análisis polínicos realizados sobre materiales de esta unidad (Geurts, 1977) indican un bosque cálido con *Pinus* y *Quercus* dominantes junto a *Alnus*, *Corylus*, *Carpinus*, *Juglans*, *Carya*, *Ostrya*, *Castanea* y *Abies*.

La edad de las calizas del Pla d'Usall no puede establecerse a partir de su propio contenido fosilífero pero sí, y de una forma bastante precisa, a partir de la edad de los materiales situados a base y techo de la misma. Los materiales lacustres infrayacentes (conjunto litológico inferior de la Bòvila Ordis) tienen, como se ha indicado en el apartado anterior, un contenido fosilífero que indica una edad situada en el tránsito Plioceno-Pleistoceno o Pleistoceno inferior. Las facies turbosas infrayacentes de la parte occidental contienen una fauna de mamíferos con *Lptobos etruscus*, *Equus stenorhis major* y *E. stehlini* que Julià (1977, 1980) sitúa en el Pleistoceno inferior. La fauna de mamíferos y los diagramas polínicos de los rellenos kársticos que afectan a estas calizas (conjunto litológico superior de la Bòvila Ordis) pertenece al Cromeriense por lo que la edad de las calizas del Pla d'Usall correspondería al Pleistoceno inferior, muy probablemente en el Günz o Donau-Günz (Julià, 1980).

#### 1.4.4. Arcillas y arcillas limolíticas rojas (Formación superficial del Pla d'Usall) (35)

El llano de Usall, situado al noreste del lago de Banyoles y desarrollado sobre las calizas travertínicas de la Fm. Usall (34), se halla recubierto por materiales terrígenos superficiales que van desde suelos rojos y arcillas hasta limos y gravas procedentes de los glaciares circundantes. La superficie del llano no es horizontal sino que es una superficie morfológica inclinada, origina-

da por los glaciares desarrollados desde los relieves pliocenos del borde oriental (Santenys - La Farrés) y desde los relieves eocenos del borde occidental (margen izquierda del río Serinyadell). Estos últimos se hallan actualmente desconectados por la acción erosiva del río Sert (Julià, 1980).

#### 1.4.5. Terraza travertínica de Serinyà (Mb. Serinyà) (36)

La terraza travertínica de Serinyà aflora en la garganta del río Sert, en el extremo noroccidental del Pla d'Usall, estando situada topográficamente unos 20 m por debajo de la superficie superior de las calizas de la Fm. Usall (34) (Julià, 1980). Forman un rellano topográfico conocido como Pla de Martís. Las facies de las calizas travertínicas de Serinyà difieren sensiblemente de las de las calizas lacustres de la Fm. Usall.

Se trata de facies travertínicas con tallos de plantas superiores (*Typha*) que contienen algunos nivelillos de limos y areniscas calcáreas que en el corte de Can Reixach a Mas Grill, estudiado por Julià (1980), tienen un espesor de 12 m. Estas facies, se superponen a gravas con matriz arenosa y limos (Mb. Grill), no representadas en la cartografía, que en el mismo corte alcanzan los 30 m de espesor (Julià, 1980).

La única fauna descrita de este travertino, además de los tallos anteriormente citados, se refieren al contenido polínico, estudiado por Geurts (1977), con una asociación de *Alnus* y *Quercus* así como la presencia de esporas de *Dryopteris*. Tradicionalmente este travertino se ha atribuido al Pleistoceno medio.

#### 1.4.6. Travertino de Estunes - Porqueres y terraza travertínica de Can Po (37)

Corresponden a las terrazas travertínicas que sostienen el llano de Porqueres, en el margen occidental del lago de Banyoles, y que se extienden hacia el sur hasta Les Estunes y el Pla de Santa Maria. Estos niveles de terrazas travertínicas se sitúan entre 5 y 10 m por encima del actual nivel del lago. Estos niveles travertínicos se superponen y limitan hacia el oeste a las margas del Eoceno medio (Fm. Banyoles, 22). En afloramiento no sobrepasan los 8 m de espesor aunque en un sondeo situado entre Can Margat y la iglesia románica de Porqueres publicado por Vidal-Pardal (1960) alcanzan los 48 m.

Litológicamente se trata de facies bastante modificadas diagenéticamente, formadas por mudstones con fantasmas de pellets, facies detríticas con laminación cruzada, y facies bioconstruidas. Frecuentemente, en la base de la unidad travertínica (Les Estunes) se reconocen los moldes externos de hojas y fragmentos de troncos. Entre la flora reconocida (Julià, 1980) se cita *Salix*, *Hedera helix*, *Carya minor*, *Quercus ilex*, *Fraxinus ornus*, *Olea europae* y *Juglans regia*. La presencia en este travertino de *Carya minor* asociada a *Pterocarya* y *Tsuga*, flora actualmente extinguida en la región, le da un carácter arcaico (Julià, 1980). Según este autor los materiales travertínicos de Estunes - Porqueres serían ligeramente más antiguos que los del Pla de Mata.

La terraza travertínica de Can Po, que aflora al norte del lago de Banyoles en la antigua carretera comarcal de Banyoles a Olot por Besalú, se incluye en esta unidad cartográfica, tal y como fue establecido por Julià (1980), a pesar de que su posición con relación a la superficie actual del lago es sensiblemente más elevada (20 m). Se trata de calizas travertínicas micríticas compactas con restos de ostrácodos que, lateralmente hacia el norte pasan a arenas, limos y arcillas calcáreas con cemento carbonático, friables, con abundante fauna dulceacuícola (*Physa* cf. *fontanalis*, *Galba bouilleti*, *Limnaea palustris*, *Planorbis planorbis planorbis*, *Pseudancylus* (s.s.) *simplex*, *Succinea* (s.s.) *putris*, *S.* (s.s.) *elegans*, *Bulimus leberonensis neyronensis* y *Pseudotachea ogerieni*) (Julià, 1977, 1980). Esta fauna, con un rango de dispersión estratigráfico amplio no permite precisar suficientemente su edad. Por su cota topográfica, similar a la de la terraza travertínica de Serinyà, Julià (1980) le atribuye idéntica edad (Pleistoceno medio). La terraza travertínica de Can Po se dispone sobre facies lacustres del Plioceno (Conjunto litológico inferior de la Bòvila Ordis).

#### 1.4.7. **Travertino predominantemente detrítico del Pla de Mata (Mb. Formiga) (38)**

Entre las facies travertínicas del Pla de Mata, situado al este y sureste del actual lago de Banyoles y denominadas como Fm. Mata por Julià (1980), este autor reconoce dos subunidades litológicas diferenciadas. La primera de estas unidades, el Mb. Formiga, se caracteriza por sus facies travertínicas de tipo detrítico que se disponen sobre las facies travertínicas bioconstruidas del Mb. Guèmol (39). El límite superior lo constituyen facies del mismo tipo (Julià, 1980). La fauna descrita en esta unidad (Julià 1977, 1980) incluye, además de la mandíbula humana de Banyoles atribuida a un neandertaliense (Hernández-Pacheco y Obermaier, 1915) o a un pre-neandertaliense (Lumley-Woodyear, 1972, 1973), *Equus caballus*, *Cervus elaphus* y *Bos* sp., que permiten asignarla al tránsito Pleistoceno - Holoceno. La datación absoluta por el método del carbono 14 del travertino que engloba la mandíbula de Banyoles (Berger y Libby, 1966) ha dado una edad de 17.600 +/- 1.000 B.P. (fini-Würm). Esta edad, mas reciente de la que cabría esperar para un neandertaliense, parece indicar que la mandíbula de Banyoles es un fósil reelaborado de un horizonte mas antiguo.

#### 1.4.8. **Travertino de oscilatorias (Mb. Guèmol) (39)**

La parte superior del travertino del Pla de Mata corresponde a un travertino bioconstruido por algas cianofíceas (travertino de oscilatorias). El espesor de estas facies observado en los afloramientos existentes oscila alrededor de los 3 a 4 m. El espesor total de las facies travertínicas del Pla de Mata, sobrepasa los 8 m observados en excavaciones realizadas cerca de Banyoles. No obstante, por datos de sondeos eléctricos verticales (Julià, 1980) se han determinado espesores próximos a los 30 m. El límite superior de estas facies lo constituye un suelo arcilloso rojizo que rellena una superficie ligeramente carstificada. Por su posición estratigráfica sobre las facies del Mb. Formiga de edad post-Würm se pueden considerar a estas facies de edad holocena.

#### 1.4.9. **Travertino de Sant Miquel de Campmajor, Llorà, Sant Martí de Llémèna, Sant Feliu de Pallarols y de Cogolls (40)**

Se han agrupado en este apartado a diferentes afloramientos travertínicos situados en la depresión de Sant Miquel de Campmajor, al sur de Sant Martí de Llémèna, al sur de Sant Feliu de Pallarols, y en el valle de Cogolls.

El travertino de la depresión de Sant Miquel de Campmajor tiene muy poca extensión cartográfica y está situado en la margen derecha de la depresión, al norte del pueblo, cerca de La Caseta. Su origen está relacionado probablemente con alguna surgencia y su edad holocena.

El travertino de Llorà está relacionado con la surgencia de la Font d'en Dansa (Ríos y Masachs, 1953) que se encuentra situada al noroeste de la población. Este travertino se extiende desde el manantial hasta el mismo pueblo de Llorà, ocupando una extensión aproximada de 1,2 km<sup>2</sup> y un desnivel de 170 m (Mas *et al.*, 1991). Se trata de un caso típico de travertino en cascada adosado a un escarpe. En él es posible observar la existencia de diversas terrazas formadas por la sucesión de escarpes y rellanos dentro de la estructura travertínica. La estructura del travertino es bioconstruida con facies de cianofitas, briofitas, troncos transportados, que se encuentran afectadas por disolución y precipitación de carbonato. Destaca la existencia de un travertino antiguo, sobre el que se encaja el drenaje actual, y el desarrollo actual de importantes edificios en cascada. La datación de este travertino por radiocarbono, aplicado sobre las facies antiguas aunque con muestras de la parte externa de los edificios, ha dado una edad de 4000 años BP. (Mas *et al.*, 1991; 1992).

El travertino de Sant Martí de Llémèna es un pequeño afloramiento situado inmediatamente al sur de la población y de características parecidas al de Sant Miquel de Campmajor.

El travertino de Sant Feliu de Pallarols puede estar relacionado con el represamiento de las aguas producida por las coladas basálticas del fondo del valle del Brugent.

En el valle de Cogolls se pueden reconocer dos tipos de formaciones travertínicas, los de fondo de valle y los de ladera (Brusi *et al.*, 1993). Entre las facies de fondo de valle estos autores reconocen dos tipos, los de cascada adosados a un escarpe, como los relacionados con la surgencia de Fontanils ya señalado por Ríos y Masachs (1953), y los aluviales. Los de cascada tienen una estructura similar a la señalada para los travertinos de Llorà y son actualmente activos. Los aluviales, con estructuras laminares atribuidas a corrientes superficiales e intercaladas entre facies detríticas, corresponden probablemente a los que Mallarach y Riera (1981) relacionan con la formación de un lago como consecuencia de la obturación del valle por una colada basáltica. Los travertinos de ladera están situados a una altura sobre el cauce actual de 30 a 70 m y Brusi *et al.*, (1993) los relacionan con surgencias actualmente desaparecidas.

#### 1.4.10. **Limos lacustres (41)**

Los depósitos lacustres de la Hoja de Banyoles se localizan al pie de la sierra del Corb y son producto de la obturación de las aguas torrenciales procedentes de esta sierra por las coladas procedentes del Croscat (17.000 BP; Guerin *et al.*, 1986). Son, por lo tanto, depósitos recientes (Holoceno). Esta misma colada produjo la obstrucción del valle del río Fluvià y la formación

del lago d'En Bas (Hojas de Ripoll, nº 256 y Manlleu, nº 294) (Mallarach y Riera, 1981; Cros, 1986).

El espesor de las alternancias entre coladas volcánicas y depósitos fluvio-lacustres del llano de Olot, según Domenech y Fayas (1974), es de unos 150 m. Teniendo en cuenta los datos geocronológicos obtenidos para este volcanismo (Guerin *et al.*, 1986), Mallarach *et al.* (1986) consideran que estos depósitos se han formado entre 350.000 años BP y la actualidad. El estudio del registro sedimentario reciente de estos depósitos, en el valle de Bas (Hoja de Manlleu, 294) (Mallarach *et al.*, 1986) así como en la pequeña cuenca del Pla de l'Estany (Hoja de Olot, 257) (Menéndez-Amor, 1964; Burjachs *et al.*, 1986) ha permitido conocer la evolución reciente de estos ecosistemas lacustres.

Los materiales lacustres están formados por arcillas grises y azuladas con algunos niveles de turbas y gravas. Lateralmente están interestratificados con sedimentos groseros de origen torrencial procedentes de las vertientes montañosas.

#### 1.4.11. **Coluviones indiferenciados (42)**

Formados por cantos heterométricos en una matriz limosa arcillosa, aparecen en la vertiente norte de la Serra de Finestres.

#### 1.4.12. **Conos de deyección (Gravas y arenas) (43)**

Se han separado los pequeños conos de deyección existentes en la Hoja. Están compuestos por gravas heterométricas subangulosas intercaladas con arenas gruesas y medias. Algunos de estos conos de deyección son producto de la modificación del perfil de base de los valles tributarios (por ejem. valles de Sant Iscle de Colltort y de Cogolls) como consecuencia, bien por el desarrollo de coladas de lava o bien por la formación de cuencas lacustres debido a la obturación de los cauces por coladas de valle, en los valles principales (Mallarach y Riera, 1981). Tienen un gran desarrollo en el margen orográfico derecho del río Brugent y son producto del desmantelamiento de la vertiente dominada por el escarpe del Far.

#### 1.4.13. **Nivel aluvial superior (Llémena y Brugent) (Gravas y arenas) (44)**

Este nivel está compuesto por gravas y arenas recubiertas de limos y aparece desarrollado exclusivamente en los ríos Llémena y Brugent a una altura de 25 m sobre el cauce actual. Su extensión areal es muy reducida y restringida a las zonas inferiores de los valles. Su litología comprende niveles de gravas con matriz arenosa que incluyen una proporción apreciable de cantos de origen volcánico. La potencia de este nivel alcanza los 5 m.

#### 1.4.14. **Aluvial indiferenciado (Gravas, arenas y limos) (45)**

Gravas, arenas y limos con inclusiones coluviales. Corresponde al nivel situado a 2-3 m por encima del cauce actual del Llémena y Brugent donde alcanza su máximo desarrollo areal. También aparece en los alrededores de la cuenca lacustre de Banyoles con un desarrollo y altura relativa menor. En los cauces de menor entidad ha sido englobada por razones cartográficas de escala junto a la T0 y al cauce actual, incluyendo asimismo materiales de origen coluvial.

## 2. **TECTONICA**

### 2.1. ESTRUCTURA DE LOS MATERIALES HERCINICOS

#### 2.1.1. **Tectónica hercínica**

La serie estratigráfica paleozoica, y también las rocas volcánicas intercaladas en ella, fueron afectadas en mayor o menor grado por la orogenia hercínica. Esta originó varias fases sucesivas de deformación que afectan de diferente manera a los materiales, según estén situados en zonas más profundas o más superficiales.

En las zonas más profundas, afectadas por un metamorfismo de alto grado, y que corresponden esencialmente a materiales cambro-ordovícicos, se observa una foliación regional con buzamientos bastante constantes hacia el sur o el suroeste, que observada al microscopio se muestra frecuentemente como una crenulación que pliega a una esquistosidad anterior, dando lugar al desarrollo de bandedado tectónico y arcos poligonales. Se pueden definir por tanto dos fases de deformación (F1 y F2), la primera responsable de los relictos observados en el microscopio (S1), y la segunda de la esquistosidad regional de crenulación (S2).

En los gneises no se observa más que una sola foliación, posiblemente a causa de que su litología no es favorable para el desarrollo de una crenulación, sin embargo, los filoncillos de gneis asociados a los bordes del cuerpo principal, si muestran claramente que han sufrido dos fases de deformación, ya que además de presentar una evidente foliación interna (S1), están intensamente plegados por pequeños pliegues asimétricos muy apretados, que tienen a la crenulación de fase 2 como esquistosidad axial.

En las zonas de bajo grado (Ordovícico superior, Silúrico y Devónico), se observa una sola esquistosidad de flujo generalizada, con buzamientos predominantes hacia el sur, sin que se manifieste en ningún punto una crenulación equivalente a la fase 2 de las zonas de alto grado, así pues, la esquistosidad de flujo representa la primera foliación observable (S1).

En todo el Paleozoico de esta Hoja no se observa ningún pliegue mayor de fase 1, y toda la región parece corresponder al flanco normal de una megaestructura, sin embargo en las zonas de bajo grado, se puede observar algún pliegue menor de esta fase, y son relativamente frecuentes las lineaciones de intersección. Tanto los ejes de los pliegues menores como las lineaciones de intersección son subhorizontales y muestran una dirección muy constanmte, aproximadamente E-W.

Toda la región fue posteriormente afectada por una fase más tardía de deformación (F3), que originó pliegues laxos de varios centenares de metros de amplitud que provocan variaciones locales en el sentido del buzamiento de la S1. Estos pliegues están asociados a pliegues menores y crenulaciones locales con ejes subhorizontales de dirección aproximadamente E-W. Las estructuras de fase 3 se observan más frecuentemente en los materiales con bajo grado de metamorfismo, debido posiblemente a que su litología es más favorable para su desarrollo.

### 2.1.2. **Las deformaciones frágiles posteriores**

La evidencia más espectacular de una deformación frágil en la zona la proporciona la presencia de un gran número de diques de pórfido, que son especialmente importantes tanto por su abundancia como por su espesor, sobretodo en las zonas más profundas. La intrusión de los diques de pórfido indica una importante fase distensiva que se produjo posteriormente a la intrusión de las últimas rocas plutónicas tardihercínicas. Los diques son subverticales y presentan direcciones muy constantes NE-SW.

En la zona cartografiada se observan además dos familias de fallas posteriores a las últimas estructuras hercínicas generalizadas. Las más antiguas son unas fallas de dirección aproximadamente NE-SW y probablemente tardihercínicas, que afectan exclusivamente a los materiales paleozoicos y provocan el hundimiento de los bloques situados al norte. Su relación con la fase distensiva que originó el emplazamiento de los diques de pórfido no está clara, pero posiblemente las fallas son algo posteriores.

Una segunda familia de fallas, más modernas, de dirección NW-SE, corta no solo a las anteriores, sino incluso a los materiales terciarios más modernos. Estas fallas originan desplazamientos muy considerables en todas las rocas de la región.

## 2.2. ESTRUCTURA DE LOS MATERIALES PALEOGENOS DE LA CUENCA SURPIRENAICA

El área geográfica comprendida en la Hoja de Banyoles con materiales paleógenos corresponde íntegramente al antepaís plegado situado al sur del frente orogénico surpirenaico. A estos materiales, las estructuras fundamentales que les afectan son las fallas distensivas, de dirección NW-SE, que se describirán en el apartado siguiente. Salvo en algunos puntos de las proximidades de las fallas, estos materiales paleógenos se mantienen con buzamientos muy suaves que conforman una geometría de pliegues laxos mal definidos. En este aspecto la estructura mejor definida es la del anticlinal de Sant Miquel de Campmajor que, con el concurso de las fallas de Rocacorba y de Banyoles, adquiere un contorno casi circular.

## 2.3. ESTRUCTURAS DISTENSIVAS. PALEOGENO A CUATERNARIO

### 2.3.1. **Descripción de las fallas cartografiadas**

De este a oeste se reconocen cinco grandes fallas de dirección NW-SE que afectan a los mate-

riales paleógenos de la Hoja. Corresponden a las fallas de Amer, de Sant Climent d'Amer, de Rocacorba, de Adri y de Banyoles. En todas estas fallas el labio hundido corresponde al labio oriental de la falla.

La falla de Amer, denominada de Amer-Olot por Kromm (1968a), que discurre por el margen izquierdo del valle del Brugent, es la responsable del salto morfológico que se observa a uno y otro lado del valle. Afecta a los materiales hercínicos y paleógenos fundamentalmente, y sobre ella se encuentran dos de los 26 puntos de emisión de materiales volcánicos de edad cuaternaria existentes en la Hoja (Artigues Rojes y Puig Roig). En los materiales eocenos la falla presenta un primer escalón cuyo salto es poco importante y cuya traza de falla enlaza hacia el sur con la que puede observarse afectando a los materiales hercínicos, mineralizada de Baritina (mina Rosita; ver apartado 6.1.1). El segundo escalón sobre el que se produce el mayor desplazamiento se prolonga hacia el sur bajo los sedimentos aluviales cuaternarios del valle del río Brugent.

El salto de falla total observable en los materiales eocenos, calculado en el techo de las calizas de la Fm. Taverdet en la perpendicular a la falla desde la superficie estructural de Sant Roc d'Amer y la prolongación sur de la superficie estructural de El Far, es de unos 1800 m. Mas al sur, en los materiales hercínicos (Hoja de Santa Coloma de Farners, nº 334), donde las características geométricas del plano de falla son bien conocidas por la antigua explotación de Baritina mencionada previamente (ver apartado 6.1.1. y Hoja de Santa Coloma de Farners, nº 333), esta falla pone en contacto a los materiales de la Serie metamórfica de Les Guilleries (1, 10, 11) con los de la serie ankimetamórfica del Cambro-Ordovícico (12, 13, 14, 15), produciendo un desplazamiento hacia el sur, superior a los 6 km, de la falla de Les Artigues (ver apartado 1.1.3 y cartografía geológica de la Hoja nº 333). Hacia el norte, en los materiales eocenos, el salto de falla se reduce paulatinamente hasta el cabalgamiento de Vallfogona donde no se aprecia (ver Hoja nº 256, Ripoll).

La falla de Sant Climent d'Amer, próxima a la falla de Amer, tiene un salto aproximado de 140 m en el sector de la ermita de Santa Brígida y de Tres Rocs. Al igual que en la falla de Amer se amortigua rápidamente hacia el norte, en los materiales eocenos, de tal manera que en la sierra del Corb ya no se reconoce. Hacia el sur, en el Paleozoico está mal caracterizada encontrándose en la prolongación de su traza y en el borde norte de la depresión de La Selva, el volcán de la Closa de Sant Dalmai (Hoja nº 333).

La falla de Rocacorba, situada al este del valle del río Llémena, transcurre por las poblaciones de Sant Martí de Llémena y de Granollers de Rocacorba y su traza hacia el norte se reconoce hasta las proximidades de Santa Pau. Los materiales del labio hundido de esta falla tienen un buzamiento bastante pronunciado hacia el oeste. Al igual que en las fracturas anteriormente descritas el salto de falla se amortigua en dirección norte mientras que hacia el sur constituye el límite occidental de la depresión de Salt. El salto de falla calculado a 2 km al sur de Rocacorba es de unos 850 m.

La falla de Adri, que transcurre al este de Canet d'Adri, llega a poner en contacto materiales rojos de la base del Eoceno (20) con la Fm. Bracons (24). El salto de falla calculado al norte de Adri es de unos 300 m aproximadamente amortiguándose rápidamente hacia el norte en la

depresión de Sant Miquel de Campmajor. Hacia el sur puede estar relacionada con la terminación meridional del Paleógeno de Sant Daniel, al este de Girona.

La falla de Banyoles constituye el límite occidental de la depresión del Empurdà. Al sur de Banyoles tiene una dirección típica NW-SE y se manifiesta como dos fallas paralelas próximas entre sí, Madremanya y Celrà que producen importantes desplazamientos en el sustrato hercínico y en la serie paleógena (Hojas de Girona, nº 334, y Torroella de Montgrí, nº 296). En Banyoles, al noroeste de Camós no se reconoce la falla en esta dirección. Desde antiguo se interpretó que, con un cambio de dirección hacia el norte, enlazaba con la falla de Albanyà y así aparece en la cartografía de Ríos y Masachs (1953). Vidal-Pardal (1959, 1960) pudo precisar su situación por debajo de los sedimentos cuaternarios lacustres de Banyoles, gracias al estudio de numerosos sondeos, y trazarla hasta el norte del río Fluvià. El salto de falla en las proximidades de Banyoles para los materiales eocenos puede estimarse en unos 400 m, dados los espesores de las unidades y al poner en contacto los yesos de la Fm. Beuda con areniscas y limolitas que atribuimos a la Fm. Bracons.

La característica común de estas fallas es la disminución del salto de falla de sur a norte, hasta desaparecer antes, o en las proximidades, del cabalgamiento de Vallfogona. La diferencia en el salto de falla observable entre el Paleozoico y el Paleógeno en la falla de Amer, parece una evidencia clara de que parte del movimiento de la misma es anterior al Paleoceno.

Durante el Paleógeno no se observan variaciones de espesor o de facies importantes, por lo menos a nivel de las unidades basales (18 a 22), aunque las variaciones de espesor existentes entre el corte de Rocacorba y el de El Far - La Devesa para las unidades terrígenas del Luteciense - Bartonense inferior (22, 24, 25, 27, 28) (ver Barnolas, 1992) pueden estar relacionados en parte con el movimiento de estas fallas. La base de la transgresión bartoniense fosiliza en parte, por lo menos a una de las fallas de esta dirección existentes en el margen catalánide de la Cuenca del Ebro: la falla de Seva situada en la Hoja de Vic (nº 332). No hay registro sedimentario que permita conocer el movimiento de estas fallas durante el Priabonense y el Oligoceno basal, aunque es probable que gran parte del movimiento tenga esta edad como se observa en las fallas de esta familia existentes mas al sur, a lo largo del contacto entre la Cordillera Pre-litoral Catalana y la Cuenca del Ebro (Anadón *et al.*, 1985).

El papel de estas fracturas en la configuración de las fosas neógenas (Mioceno superior y Plioceno) de La Selva y del Empurdà es evidente tanto en la cartografía como con los datos de subsuelo existentes. Su relación con el volcanismo cuaternario y la sismicidad histórica y actual, especialmente relacionada con la falla de Amer, indican aún una cierta actividad para estas fallas.

### 2.3.2. Geometría de la depresión del Empurdà

La depresión del Empurdà, cuyo margen occidental aparece representado en la Hoja, está formada por dos cubetas separadas por un alto estructural, de dirección NW-SE, donde afloran materiales mesozoicos y paleógenos (Fleta *et al.*, 1991; Fleta y Escuer, 1991). La cubeta oriental o de Riudoms es la mas profunda con un espesor de sedimentos que podría alcanzar los

3000 m, mientras que la occidental o de Fellinés sobrepasa ligeramente los 500 m. Esta última es la que se encuentra parcialmente representada en la Hoja, al este de los materiales lacustres del llano de Banyoles.

Vidal-Pardal (1959, 1960) puso de manifiesto la importancia de la falla de Banyoles, bajo el Cuaternario lacustre, que pone en contacto los materiales eocenos con el Plioceno continental de la depresión del Empurdà. Inmediatamente al norte de Banyoles y bajo esta población (Vidal-Pardal, 1960), el espesor del Plioceno es de unos 60 m aunque el salto de falla es muy superior (ver apartado anterior).

### 2.3.3. Volcanismo y fracturación

El volcanismo cuaternario existente en la Hoja es de naturaleza alcalina, de tipo intraplaca y con un origen mantélico de los magmas. Corresponde a un modelo de rift embrionario, sin atenuación litosférica probablemente relacionado con el sistema de rift europeo (Rhin, Ródano, Golfo de València) (Araña *et al.*, 1983; López-Ruiz y Rodríguez-Badiola, 1985), aunque se trataría de manifestaciones muy tardías. Sus productos muestran una escasa variación geoquímica (Araña *et al.*, 1983; López-Ruiz y Rodríguez-Badiola, 1985) lo que se atribuye a un rápido ascenso desde el manto, sin detenerse en cámaras magmáticas intermedias.

Prácticamente desde su descubrimiento se buscó la relación entre este volcanismo y la fracturación, hasta el punto de construirse verdaderos enjambres de fallas en las cartografías, situadas alrededor de los conos volcánicos, sin pruebas de su existencia (ver Chevalier, 1926; San Miguel de la Cámara y Marcet Riba, 1926; y comentarios de Ríos y Masachs, 1953).

Más recientemente, la interpretación de imágenes obtenidas por satélite a dado nuevos bríos al desarrollo de modelos sobre la fracturación y su relación con los conos volcánicos (ver Donville, 1976; Solé-Sugrañes, 1978; y Araña *et al.*, 1983). Asimismo, el estudio de la sismicidad histórica y reciente (ver capítulo siguiente), unido al del modelado actual y a la distribución de los depósitos cuaternarios (ver capítulo 3), hacen posible un mejor conocimiento de la tectónica reciente del área considerada (Goula *et al.*, 1992).

No obstante, no existe ningún estudio estructural moderno de la importante red de fracturas de esta región. Sin duda, la mayor parte del movimiento de estas fracturas es anterior al volcanismo existente (ver apartado precedente) y constituyen discontinuidades naturales aprovechadas por el magma para salir a la superficie. Algunos de los conos volcánicos se hallan situados sobre estas fracturas o en las proximidades de las mismas: Artigues Rojes y Puig Roig, sobre la falla de Amer; Puig de Granollers de Rocacorba, Puig de la Banya de Boc, Clot de l'Omera, entre la falla de Sant Climent d'Amer y la falla de Rocacorba; Puig d'Adri, entre la falla de Rocacorba y la de Adri. Sin embargo la mayoría de los conos volcánicos, y de forma especial los del llano de Olot, no parecen tener relación directa con estos accidentes hallándose cerca de la intersección de los mismos con el cabalgamiento de Vallfogona.

### 2.3.4. Sismicidad histórica y actual

El grado de conocimiento existente sobre la sismicidad histórica y, en mayor medida, de la sismicidad reciente por medios instrumentales es, junto con la comparación de nivelaciones de precisión sucesivas, el medio más fiable para determinar la actividad y el régimen tectónico actual de una región. El área incluida en esta Hoja ha conocido en época histórica terremotos destructivos (ver apartado 6.4.1) aunque se manifiesta poco activa sísmicamente en los últimos años (Goula *et al.*, 1992; S.G.C., 1984-91) (Tabla I). Tanto por la zona más afectada por los terremotos destructivos de 1427 (Olivera *et al.*, 1992), como por la información macrosísmica del presente siglo, con el terremoto de intensidad VI de 1909, así como por los seismos detectados instrumentalmente en época reciente (desde 1977), parece que la estructura geológica de la región más activa en la actualidad es la falla de Amer (Goula *et al.*, 1992).

**Tabla I.- Relación de seismos registrados con epicentro en la zona emergida de las Cadenas Costeras Catalanas entre 1984 y 1991 (fuente S.G.C., 1984-1991).**

Fecha	Situación	Latitud (Norte)	Longitud (Este)	Error epicentro (km)	Profundidad- (km)	Error profun. (km)	Magnitud duración	Intensidad
12/04/84	San Celoni	41°39.9'	02°31.3'	6.1	0	4.3	2.8	
10/08/84	Sant Pol de Mar	41°36.2'	02°39.0'	2.9	3	2.0	3.5	IV
14/08/84	Maresme	41°36.7'	02°33.0'	7.1	0	5.7	2.5	
09/09/84	Valls	41°14.5'	01°26.9'	7.6	5	9.9	2.8	
18/09/84	Valls	41°21.2'	01°16.4'	0.3	1	0.3	2.8	
08/10/84	Valls	41°17.2'	01°17.6'	6.2	5	7.5	3.4	IV
08°02/85	Falset	41°7'	00°45'				2.8	
15/06/85	Sant Feliu de Codines	41°41'	02°15'				2.7	
04/07/85	Sant Jaume dels Domenys	41°18'	01°33'	2.0	3	2.4	3.8	IV
24/08/85	Sant Feliu de Pallarols	42°05'	02°30'					
23/10/85	La Bisbal	41°54'	03°00'				2.7	
16/12/85	Vilafranca del Penedès	41°21'	01°34'	3.9	0	4.2	2.7	
10/01/86	Montseny	41°45.3'	02°19.9'	15.7				
12/02//86	Montseny	41°44.6'	02°20.2'	4.8	11	5.4	<2.5	
17/02/86	Montseny	41°44.3'	02°21.10'	16.4			<2.5	
10/03/86	Montseny	41°44.9'	02°18.2'	3.8	9	3.6		
25/08/86	El Pasteral	42°00'	02°33'					III
26/10/86	Amer	42°00.6'	02°37.1'	2.4	4	3.0	3.5	IV
01/02/87	Montseny	41°44.1'	02°25.9'	0.3			2.8	
06/04/87	Aiguafreda	41°46.6'	02°15.1'	1.4				
22/04/87	Montseny	41°48.6'	02°18.4'	2.8	0	4.4		
27/04/87	Manresa	41°42.6'	01°59.9'	0.3				
03/05/87	Vidries	41°47.6'	02°43.6'	5.5				
04/05/87	Begues	41°19.2'	01°52.2'	6.7				
06/05/87	Montseny	41°45.5'	02°20.2'	6.4	1	5.0		
08/09/87	Begues	41°17.8'	01°50.1'	0.3				
08/01/88	Llagostera	41.78°	02.96°					
13/01/88	Sant Hilari Sacalm	41.91°	02.52°	5.6				
13/02/88	Llagostera	41.83°	02.99°	2.8				

Fecha	Situación	Latitud (Norte)	Longitud (Este)	Error epicentro (km)	Profundidad- (km)	Error profun. (km)	Magnitud duración	Intensidad
18/02/88	Sta. Coloma de Queralt	42.52°	01.38°	4.6				
19/06/88	Ripollet	41.49°	02.15°					
07/10/88	Sant Pol de Mar	41.65°	02.61°	3.2	6	3.5	3.2	III
27/08/88	Sant Hilari Sacalm	41.87°	02.44°	2.4				
02/09/88	Sta. Coloma de Farners	41.85°	02.62°	2.8				
09/09/88	Martorell	41.51°	01.97°	2.9	0	2.0		
10/09/88	Palamós	41.84°	03.11°	1.8				
23/09/88	Llagostera	41.80°	02.91°	1.2				
29/10/88	Montseny	41.79°	02.43°	12.7				
30/10/88	Sant Pol de Mar	41.59°	02.50°	3.5	1	3.0		
04/11/88	Montseny	41.77°	02.42°	3.7				
12/12/88	Sant Feliu de Pallarols	42.05°	02.47°	4.2				
17/12/88	Valls	41.23°	01.28°	2.1	2	2.1		
18/12/88	Tarragona	41.14°	01.27°	1.5	9	1.8		
22/12/88	El Vendrell	41.20°	01.53°	1.7				
13/01/89	La Garriga	41.77°	2.43°	3.0	1	2.5	2.1	
03/02/89	Blanes	41.80°	2.78°	1.5	9	2.2	2.0	
09/02/89	Blanes	41.82°	2.71°	2.5	13	5.1	1.9	
09/02/89	Blanes	41.83°	2.79°	3.1			1.9	
10/02/89	Blanes	41.82°	2.76°	1.9	2	1.8	2.1	
10/02/89	Blanes	41.82°	2.75°	0.9	13	2.4	2.1	
11/02/89	Sant Feliu de Guixols	41.83°	2.80°	2.0	1	2.1	2.9	
13/02/89	Figuères	42.26°	2.93°	3.0	0	5.4	2.1	
24/02/89	Gavà	41.22°	1.89°	5.4			3.1	
12/03/89	Blanes	41.80°	2.78°	2.7	4	4.8	2.4	
13/03/89	Sta. Coloma de Farners	41.84°	2.69°					
17/03/89	Blanes	41.82°	2.62°				1.8	
21/03/89	Sant Feliu de Guixols	41.80°	2.90°	4.9			2.2	
03/04/89	Blanes	41.81°	2.66°	1.6	2	1.5	2.4	
11/04/89	Calella	41.65°	2.68°	2.6			2.5	
04/07/89	Figuères	42.26°	3.05°	3.4	0	3.6	2.1	
04/08/89	Blanes	41.73°	2.60°	2.6	0	2.8	2.5	
17/01/90	Figuères	42.27°	2.97°	1.6	3	1.4		
21/02/90	Sta. Coloma de Farners	41.84°	2.65°	0.8	7	1.0	1.8	
16/03/90	Vilafranca del Penedès	41.35°	1.64°	3.0	3	5.2	3.0	
19/04/90	Vilafranca del Penedès	41.38°	1.64°	1.6	4	2.8	2.6	
12/05/90	Blanes	41.78°	2.68°	1.5	1	1.7	3.1	
19/05/90	Valls	41.24°	1.49°	3.0	1	4.8	2.9	
14/07/90	Blanes	41.77°	2.76°	1.5	2	1.6	2.8	
23/07/90	Blanes	41.74°	2.56°	2.0			2.6	
26/07/90	Blanes	41.78°	2.78°	1.8	0	2.1	2.8	
02/08/90	Vilafranca del Penedès	41.36°	1.67°				2.3	

Fecha	Situación	Latitud (Norte)	Longitud (Este)	Error epicentro (km)	Profundidad- (km)	Error profun. (km)	Magnitud duración	Intensidad
12/08/90	Vilafranca del Penedès	41.40°	1.66°	8.2			2.6	
21/09/90	Igualada	41.60°	1.57°				2.3	
24/09/90	Manresa	41.81°	1.94	1.2			2.8	
13/11/90	Figueres	42.23°	2.94°	2.6	0	3.3	2.8	
20/11/90	Figueres	42.31°	2.91°	5.1			2.4	
11/01/91	Blanes	41.79°	2.68°	2.6			2.2	
05/03/91	Sabadell	41.58°	1.90°	3.3	5	4.5	2.8	
08/03/91	Sta. Coloma de Farners	42.00°	2.58°	1.3	0	3.1	2.8	
14/04/91	Blanes	41.74°	2.62°	1.1			2.5	
17/05/91	Reus	41.06°	1.05°	2.6	9	3.0	3.1	
03/06/91	Vilafranca del Penedès	41.39°	1.63°	2.4	2	4.0	3.1	
28/06/91	Sabadell	41.60°	1.89°	18.2			2.1	
17/07/91	Valls	41.21°	1.36°	2.0	4	2.8	3.3	
23/07/91	Barcelona	41.49°	2.40°	1.9	5	8.6	2.7	
15/08/91	Sant Feliu de Guixols	41.37°	3.10°	2.4			2.9	
17/08/91	Sta. Coloma de Farners	41.85°	2.55°	4.3	2	3.9	2.6	
30/10/91	Girona	41.87°	2.89°	1.4	15	3.9	2.3	
14/12/91	Sabadell	41.58°	1.84°	2.4	4	5.5	3.0	
31/12/91	Sta. Coloma de Farners	41.86°	2.54°	4.0	0	3.8	2.9	

### 3. GEOMORFOLOGIA

La Hoja de Banyoles presenta una gran variedad morfológica. Quizás el elemento diferenciador viene del hecho de que incluye una parte importante de la zona volcánica de Olot, uno de los enclaves volcánicos más característicos de la Península. El relieve volcánico se combina con relieves estructurales propios de esta zona del antepais pirenaico y se caracteriza por el alto grado de conservación de sus volcanes de edad cuaternaria. Las relaciones entre las diferentes coladas volcánicas y los depósitos pliocuaternarios y cuaternarios son de una importancia extrema a la hora de comprender la evolución geomorfológica reciente de la zona.

Asimismo la presente Hoja incluye en sus límites el lago de Banyoles perteneciente a lo que se ha venido denominando cuenca lacustre de Banyoles. Esta cuenca limitada al este por la falla de Albanyà (Hoja de Figueres) tuvo su mayor desarrollo en tiempos cuaternarios originándose extensos depósitos travertínicos.

Los principales rasgos morfoestructurales que dominan la hoja se corresponden con la situación de grandes fracturas de dirección NW-SE (fallas de Amer, Llémna, Canet, Banyoles). Estas controlan la posición de dos importantes ejes de drenaje el río Brugent y el río Liémna y controlaron el curso de algunas de las coladas volcánicas de edad cuaternaria.

### 3.1 DESCRIPCIÓN Y ANÁLISIS MORFOGRÁFICO DE LAS FORMAS

Dentro del ámbito de la Hoja pueden diferenciarse varias unidades morfológicas de rango superior:

— Los relieves estructurales al sur del cabalgamiento de Vallfogona, que dominan arealmente la Hoja.

— Los relieves deprimidos de la cubeta de Sant Miquel de Campmajor, depresión de Mieres y la cuenca lacustre de Banyoles.

— Los relieves volcánicos del área de Olot.

#### 3.1.1. Los relieves estructurales

Las fallas normales con dirección NW-SE (falla de Amer, falla de Llèmena, falla de Banyoles, etc.) ocasionan un escalonamiento topográfico descendiente hacia el este mostrando a grandes rasgos superficies estructurales limitadas por fracturas o corredores de fracturas. Dichas superficies suelen presentar pendiente hacia el noroeste y están limitadas por escarpes desarrollados sobre calizas eocenas. Los trazados de las fracturas coinciden con elementos característicos de la red de drenaje. Este es el caso de los valles por los que discurren los ríos Brugent y Llèmena si bien los cursos fluviales actuales no tienen un trazado rectilíneo acusado.

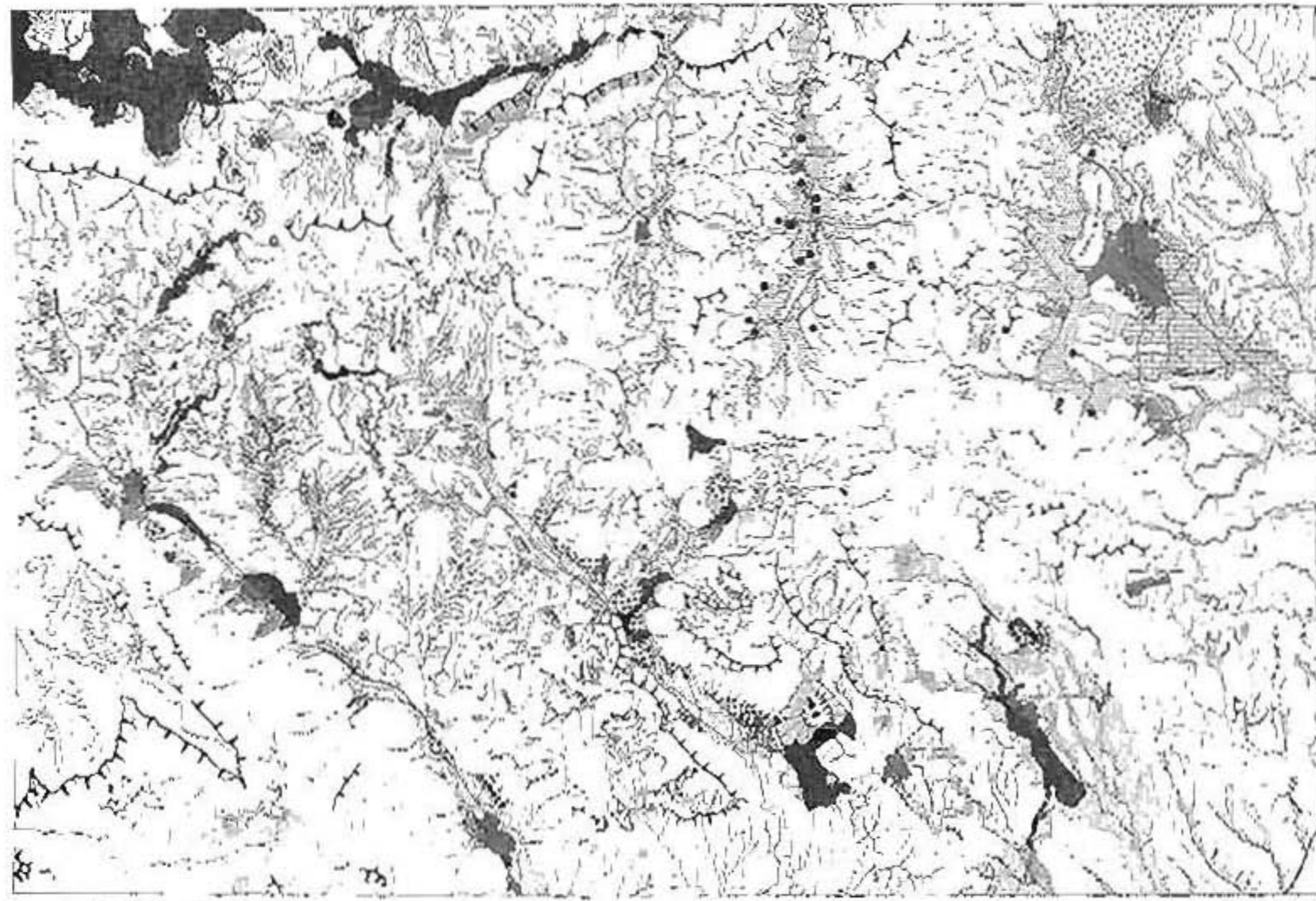
Los escarpes se encuentran bien desarrollados limitando el bloque superior de la falla de Amer (escarpe del Far). La vertiente que domina las poblaciones de Amer y Sant Feliu de Pallarols presenta un desnivel de 700 m y se encuentra parcialmente recubierta de coluviones de gran tamaño prueba de la actividad morfogénica reciente relacionada con la falla. La falla de Amer es la que presenta el salto morfológico más acusado.

Más al este el siguiente valle responde también a un valle de fractura (falla del Llèmena) sin embargo el desnivel morfológico entre los dos labios de la falla no es tan acusado como en el caso anterior. Este desnivel es inexistente en la siguiente falla situada más al este (falla de Canet d'Adri) en la que la expresión morfológica de la misma es inexistente hallándose los bloques superior e inferior erosionados al mismo nivel y fosilizados por sedimentos atribuidos al Plioceno.

Las formas características de este tipo de relieve incluyen escarpes con diferentes desniveles, trazas de líneas de capa y crestas estructurales.

#### 3.1.2. La cuenca lacustre de Banyoles y las depresiones de Mieres y Sant Miquel

La cuenca lacustre de Banyoles y las depresiones de Sant Miquel y Mieres se caracterizan por un modelado en el que son frecuentes las formas kársticas. Las sucesivas reducciones de la cuenca lacustre a lo largo de su evolución son correlacionables con depósitos carbonatados de carácter travertínico a cotas cada vez más bajas.



LEYENDA

• URBANITAT

- Línia principal
- Línia secundària

• CLIMA

• FORMES DE RELLEU

- Cotes i cingles abruptes
- Cotes i cingles moderats
- Cotes i cingles suaus

• FORMES DE RELLEU

- Cotes
- Cotes i cingles

• FORMES DE RELLEU

- Cotes i cingles

• FORMES DE RELLEU

- Cotes i cingles

• FORMES DE RELLEU

- Cotes i cingles

• FORMES DE RELLEU

- Cotes i cingles

• FORMES DE RELLEU

- Cotes i cingles

• FORMES DE RELLEU

- Cotes i cingles

• FORMES DE RELLEU

- Cotes i cingles

• FORMES DE RELLEU

- Cotes i cingles

• FORMES DE RELLEU

- Cotes i cingles

• FORMES DE RELLEU

- Cotes i cingles

El signo morfológico más importante de esta zona es sin duda el propio lago de Banyoles con los característicos trazados semicirculares de sus orillas. En las proximidades del lago se han identificado una serie de pequeñas lagunas caracterizadas por bordes circulares y por poseer, así como el propio lago principal, alimentación subterránea. La formación de estas lagunas e incluso el mismo lago de Banyoles obedece a un proceso en el que el substrato evaporítico eoceno situado en niveles inferiores ha sido afectado por una intensa disolución. Subsidiariamente a estos procesos se identifican estructuras de colapso, muy abundantes en el valle de Sant Miquel de Campmajor. El sistema hidrogeológico de Banyoles puede considerarse sin duda el responsable de buen número de deformaciones e inestabilidades en los materiales tanto del substrato Eoceno como del recubrimiento Pliocuaternario y Cuaternario.

### 3.1.3. El relieve volcánico

La zona volcánica cuaternaria se encuentra limitada por dos grandes fracturas paralelas a grandes rasgos. Al este de la Hoja la falla de Banyoles y al oeste de la misma la falla de Amer. El extremo noroeste de la Hoja incluye edificios y coladas volcánicas pertenecientes al sector del río Fluvià a diferencia del resto de la hoja en que los elementos volcánicos pertenecen a la cuenca del río Ter (valles del Brugent y Llémena). Esta división en dos sectores no solo tiene sentido desde un punto de vista morfológico sino también orográfico, vulcanológico y estructural.

El volcán Fontpobra se sitúa en la divisoria de aguas que diferencia los dos sectores si bien sus coladas son subsidiarias del grupo del Ter. A este grupo pertenecen los volcanes Traiter, Artigues Roges, Can Tià, Puig Roig, con coladas que tributaban al río Brugent y los volcanes Granollers de Rocacorba, Puig Rodó, Puig Moner, Puig de la Banya de Boc con coladas que tributan al valle del Llémena. Por último el volcán de Puig d'Adri es el más oriental que aparece en la presente Hoja y pertenece asimismo al grupo del Ter.

El grupo del Fluvià se encuentra asimismo bien representado. Los edificios más importantes de este grupo que aparecen en la Hoja son el Santa Margarida y el Crosca. Otros edificios volcánicos pertenecientes a este grupo y también presentes en la Hoja son el Puig Subià, Can Simó, Roca Negra, El Torrent, Puig de la Costa, Puig Martinyà, Puig Safont, Mallola, Puig Jordà y los volcanes del Cabrioler.

Las morfologías que pueden identificarse incluyen conos sin cráter como en el caso del Puig Safont, Puig Subià, conos con cráter de labio circular (Santa Margarida, el Torn, Can Tià entre otros) y una gran mayoría de conos con cráter en herradura. Como nota al margen puede citarse el caso del cráter de Llacunagra, uno de los cráteres del sistema Puig Rodó, que constituye el único ejemplo de lago dentro de un cráter conocido en época histórica en la zona si bien en la actualidad se encuentra relleno.

## 3.2. RELACION ENTRE LAS DIFERENTES FORMAS Y DEPOSITOS

Los ríos Brugent y Llémena presentan unos discretos sistemas de terrazas habiéndose identificado dos niveles. El más antiguo se sitúa a +25 metros sobre el nivel del cauce mientras que

el segundo correspondería a la terraza baja que domina el curso actual. En el caso del río Brugent se constatan diferencias significativas entre los depósitos fluviales situados aguas arriba y aguas abajo de la zona comprendida entre Les Planes y Sant Felíu de Pallers. Los primeros presentan granulometrías menores respecto a los situados en el tramo inferior. Este hecho está relacionado sin duda con el taponamiento del valle por las coladas del Fontpobra, Traiter. Los depósitos situados en los valles de Sant Iscle y Aiguavella muestran la importancia que tuvieron estos hechos. En estos materiales se identifican dos secuencias fluviales de gravas y limos alcanzando y superando en ocasiones los 5 metros de potencia.

El clásico sistema de terrazas pierde en esta zona parte de su validez al relacionarse los depósitos fluviales con los productos efusivos, coladas, de los volcanes produciéndose superposiciones normales de materiales en los que el material inferior es el más antiguo. La existencia de coladas recubriendo materiales aluviales ha sido comprobada en afloramiento y también por sondeo si bien su representación cartográfica es prácticamente inviable. La descripción de dos niveles de terraza atiende a criterios meramente morfológicos. La existencia de varias secuencias en un mismo nivel confirma que la construcción de los mismos es multiepisódica.

El gran desnivel que presenta la falla de Amer es parcialmente responsable de la asimetría que existe en los depósitos desarrollados a ambos márgenes del valle. El margen derecho del Brugent presenta una característica propia, la existencia de conos aluviales subsidiarios del curso principal. Este rasgo, ausente en el margen izquierdo, indica una mayor actividad morfogenética. La vertiente que domina el margen derecho presenta asimismo un recubrimiento coluvial desigual formado por grandes cantos heterométricos ausentes en el otro margen.

El cuadrante nor-oriental de la Hoja se corresponde con la cuenca lacustre presidida por el lago de Banyoles. La cuenca presenta un recubrimiento cuaternario importante constituido por materiales aluviales y terrazas travertínicas. Al norte del lago de Banyoles se encuentra el Pla d'Usall, una superficie llana delimitada al norte por escarpes que dan a los ríos Sert y Fluvià y enmarcada por relieves eocenos y pliocenos. Al sur queda cortada bruscamente por un escarpe que domina la depresión de Banyoles. El Pla d'Usall responde a depósitos carbonáticos en los que se pueden distinguir dos facies: las calizas lacustres y los depósitos travertínicos. Estos materiales reposan sobre niveles pliocenos o bien eocenos y están recubiertos a su vez por la formación superficial del Pla d'Usall (Julià, 1980). El Pla d'Usall se caracteriza por la abundante presencia de surgencias que de manera temporal brotan entre los travertinos. La principal manifestación de estas últimas es el denominado Clot de Espolla.

Las formaciones travertínicas no se circunscriben tan solo a la cubeta lacustre de Banyoles sino que pueden ser identificadas en diversas zonas de la Hoja como son la depresión de Sant Miquel de Campmajor (río Tort) así como en la Vall de Cogolls, del Llèmena (Llorà) e incluso en la del Brugent (la Torre). De todos estos los más importantes arealmente, dejando aparte los de la propia cuenca lacustre, son los de la Vall de Cogolls. Este valle es subsidiario del Brugent y presenta un relleno cuaternario en terrazas, muchas veces imbricadas con pequeños conos de deyección laterales, formadas a resultas de la obstrucción de la zona inferior del valle

por parte de la colada basáltica de Les Planes de Hostoles. Esta obstrucción también queda reflejada en el poco desarrollado sistema de terrazas del río Brugent.

### 3.3. CARACTERIZACION DE LOS PROCESOS DE MODELADO. GENESIS Y EDAD

Los rasgos estructurales del relieve de la Hoja son consecuencia final de los procesos de rifting acaecidos a partir del Oligoceno y que dejaron su huella desde el sureste de la Península Ibérica hasta la fosa del Rin. Dentro de este marco la Hoja de Banyoles forma parte del conjunto de semigrabens de las llamadas sierras transversales (Solé, 1958) definidos por fracturas NW-SE de componente normal.

El modelado kárstico es uno de los rasgos morfológicos más característicos de la cuenca lacustre y depresiones de Mieres y Sant Miquel. Esta morfología es consecuencia de los procesos de disolución que han afectado principalmente a los yesos infrayacentes si bien los depósitos carbonáticos recientes (travertinos) también han sido afectados.

El contenido fósil de los travertinos del Pla d'Usall determina el límite inferior de las calizas que probablemente representa el Pleistoceno inferior (Julià, 1980).

La karstificación de los travertinos del Pla d'Usall debió iniciarse durante un interglacial si se tienen en cuenta los análisis de polen efectuados por Geurts (1977) que indican un clima cálido y húmedo. Probablemente se puede situar en el Pleistoceno medio (interglacial Mindel-Riss) cuando el río Fluvià ya estaba empezando a encajarse lo que favorecería el drenaje de los travertinos, y por tanto su disolución, situados a una cota más elevada.

No obstante las principales formas de disolución se encuentran desarrolladas sobre yesos y han sido producidas por el agua subterránea que asciende a presión desde las calizas eocenas infrayacentes. El resultado de la disolución es la formación de cavidades que se van agrandando hasta superar el umbral de colapso produciéndose entonces grandes socavones. Este proceso se sigue produciendo en la actualidad Sanz (1981).

Pallí y Trilla (1979) opinan que los socavones situados en los valles secundarios y sus vertientes son más antiguos que los que se abren en el fondo del valle presentando un diámetro mayor que los denominados recientes. Los socavones antiguos pueden considerarse formas fósiles que indicarían la antigua posición del fondo del valle.

En el valle de Cogolls los travertinos serían posteriores a la colada de les Planes de Hostoles cuya edad se estima entre 150.000 y 200.000 años B.P. (Guerin *et al.*, 1986), dado que aquellos se formaron gracias a la interrupción del valle de Cogolls por parte de esta colada.

La formación de travertinos es un proceso que continúa en la actualidad como puede constatarse en el lecho actual de la riera de Cogolls.

Los travertinos de la Torre en el valle del Brugent reposan sobre un nivel de aluviones hetero-

métricos con cantos de basalto que recubre la colada del volcán Fontpobra cuya edad se estima en 73.000 años B.P. (Guerin *et al.*, 1986)

El volcán Fontpobra se sitúa en la divisoria de aguas que diferencia los dos sectores. Es un edificio monogénico simple con el cráter en herradura del que parte una colada basáltica que recubre el fondo del valle de San Iscle de Colltort. A partir de la cota 500 la colada se encuentra recubierta por materiales de origen aluvial y fluvio-lacustre que atendiendo a la datación de la colada cabría asignar con posterioridad al Wurm inicial.

Se ha constatado la existencia de materiales fluviales prevolcánicos. Este es el caso de los depósitos de terraza identificados en el Llémema en los que se identifica un nivel de gravas con cantos de areniscas poco rodadas por debajo de la colada basáltica del Puig de les Medes 93500 años B.P. (Guerin *et al.*, 1986). El mismo nivel puede ser observado aguas abajo estando recubierto por material fluvial que contiene un elevado porcentaje de cantos de basalto.

El modelado del valle de Aiguavella, subsidiario del Brugent y conductor de las coladas del sistema Traiter, indica la presencia de depósitos de terraza embutidos en los materiales de la colada lo que indica una etapa erosiva previa de la colada. La colada ha sido datada en 46300 años B.P. (Guerin *et al.*, 1986). Aguas abajo ya en el valle del Brugent se comprueba mediante sondeos que esta colada está interestratificada en materiales aluviales.

Las edades radiométricas más recientes medidas por Guerin *et al.* (1986) corresponden a la colada de Can Pelat 11.500 años B.P. y la Colada del Crosat en Les Fonts de Sant Roc 17.000 años B.P. Ambas coladas pertenecen a edificios volcánicos del grupo del Fluvià. Estos datos confirman la reciente actividad volcánica de la zona.

## 4. PETROLOGIA

### 4.1.1. ROCAS IGNEAS PRE-HERCINICAS

#### 4.1.1. **Gneis de Les Guilleries (1)**

Afloran en el extremo suroccidental de la Hoja. Corresponden a una pequeña porción de una gran área de afloramiento que se extiende a lo largo de la garganta del río Ter, entre El Pasteral y Susqueda (Hoja nº 333, Santa Coloma de Farners, Barnolas *et al.*, 1983-84).

Son rocas de grano fino y de color blanco amarillento a amarillo o marrón claro. Su textura es granoblástica y su composición está formada por cuarzo, ortosa perfitica y/o microclina, plagioclasa (albita u oligoclasa) y micas (biotita, sericita y moscovita). Como minerales accesorios aparecen circón, epidota, hematites, turmalina, minerales opacos y, ocasionalmente, granate (Van der Sijp, 1951; Barnolas *et al.*, 1983-84; Durán, 1985, 1990).

Los gneises de Les Guilleries tienen una disposición estratiforme en relación a los metasedimentos (Barnolas *et al.*, 1983-84) y los contactos entre los cuerpos de gneis y los metasedimentos son generalmente concordantes y raramente fallados o por cizalla (Van der Sijp, 1951).

Son rocas ortoderivadas con texturas ígneas relictas (mirmequitas) y han sido interpretados como cuerpos intrusivos sintectónicos (Van der Sijp, 1951), o como cuerpos intrusivos pre-tectónicos laminares (Durán, 1985, 1990), o como cuerpos subvolcánicos o volcánicos sinsedimentarios (Viladevall, 1978). Los análisis químicos efectuados en estas rocas así como a las volcánicas ácidas del Ordovícico superior (Navidad y Barnolas, 1991) descartan cualquier relación entre las mismas.

En la contigua Hoja de Santa Coloma de Farners (Barnolas *et al.*, 1983-84), donde aflora la mayor extensión de gneises de Les Guilleries, se reconocen tres cuerpos de gneis intercalados entre la serie metasedimentaria (Serie de Les Guilleries), que permitieron subdividir a la serie sedimentaria en cuatro tramos. Los gneises que afloran en el extremo suroccidental de la presente Hoja corresponden al cuerpo superior de gneis, el de mayor espesor, que en la garganta del río Ter alcanza los 400 m.

## 4.2. ROCAS PLUTONICAS HERCINICAS

### 4.2.1. **Granodioritas y granito biotítico** (2)

En el extremo suroccidental de la Hoja, a ambos márgenes de la riera de Rupit, se encuentra un pequeño afloramiento de rocas plutónicas posthercínicas, que se extiende más al sur, en la vecina Hoja de Santa Coloma de Farners, hasta las proximidades del embalse de Susqueda. Estas rocas, que han sido estudiadas y descritas por San Miguel de la Cámara (1916, 1917 y 1936) y por Van der Sijp (1951), intruyen a los materiales de la serie superior cambro-ordovícica y del Ordovícico superior cortando a todas las estructuras hercínicas, incluyendo a las más tardías.

Se trata de rocas de grano medio, equigranulares, que por su composición pueden clasificarse como granodioritas y, más raramente, como granitos biotíticos. Su composición mineralógica incluye como minerales fundamentales plagioclasa, a menudo zonada y con un 20 a 40 % de anortita, ortosa y/o microclina, cuarzo y biotita. Los accesorios más comunes son la moscovita, el apatito y el circón, y los menos frecuentes la turmalina, la hematites y los minerales opacos.

### 4.2.2. **Diques de pórfido**

Son muy abundantes especialmente en las zonas más profundas, donde constituyen cuerpos tabulares de hasta 50 m de espesor y varios kilómetros de longitud. Hacia las partes más altas de la serie se hacen más escasos y también más delgados. Sus direcciones son muy constantes y oscilan entre NE y ENE. Son mayoritariamente de composición granodiorítica aunque su mineralogía está enmascarada por alteraciones secundarias y muestran frecuentemente texturas subvolcánicas. Tanto por sus características petrográficas como por su tamaño y disposición, pueden relacionarse con los que afloran en el Montnegre y en otras zonas de las Cadenas Costeras Catalanas (Enrique, 1984).

Su emplazamiento tuvo lugar en condiciones frágiles y cortan a todas las demás rocas, incluso a los granitoides tardíos.

#### 4.3. ROCAS VOLCANICAS CUATERNARIAS

En la Hoja de Banyoles se encuentra la mayor concentración de conos volcánicos de la zona volcánica de Girona. Todos los volcanes existentes son de edad cuaternaria y corresponden a la sub-provincia de Olot. En total se contabilizan 26 conos volcánicos concentrados en su mayor parte en el ángulo noroccidental de la Hoja perteneciente al llano de Olot. Al sur de la Serra de Finestres los volcanes son menos numerosos y se encuentran relacionados con las fallas normales de dirección NW-SE. En la Fig. 1 se representan la totalidad de conos existentes y el nombre por el que son conocidos.

La primera reseña sobre la existencia del volcanismo de Olot corresponde a Maclure (1808), si bien se admite que su descubrimiento se debe al farmacéutico y naturalista olotino F.X. de Bolós, a pesar de que la obra de este autor no apareció hasta 1820 (ver Mallarach y Riera, 1981). Con los trabajos de Calderón *et al.* (1906), Washington (1907) y Chevalier (1926), este último especialmente en lo que concierne a su aportación cartográfica, se llega a un conocimiento notable de este volcanismo. Los trabajos de síntesis posteriores, de San Miguel y Marcet Riba (1926), Masachs (1950), Ríos y Masachs (1953) y Solé Sabarís (1962), reflejan un conocimiento bastante preciso de los edificios volcánicos, de la naturaleza litológica y petrológica de sus productos, de su relación con las fracturas existentes y de su edad. El conocimiento geoquímico y petrológico moderno se debe a Tournon (1968, 1969), Coy-Yill *et al.* (1974), Araña *et al.* (1983), López-Ruiz y Rodríguez-Badiola (1985) y Guerin *et al.* (1986). El trabajo de Martí y Mallarach (1987) aporta el conocimiento de los mecanismos eruptivos de este volcanismo, y los de Donville (1973, 1976) y Guerin *et al.* (1986) el conocimiento de la edad absoluta de las manifestaciones volcánicas más representativas.

Las rocas volcánicas de Olot presentan una gran uniformidad geoquímica, tanto en elementos mayores como menores (Araña *et al.* 1983), con términos básicos fuertemente subsaturados de un volcanismo intraplaca de tipo alcalino. La escasa diferenciación magmática que presentan sus productos, junto a la existencia de enclaves básicos (noritas, gabros, clinoperoxenitas, websteritas, etc.) que no guardan ninguna relación con el magma basáltico, hacen suponer que el magma llegó rápidamente a la superficie sin pasar por cámaras magmáticas intermedias. Las relaciones isotópicas  $Sr^{87}/Sr^{86}$  de estas rocas indican su origen subcortical (Araña *et al.* 1983) y su origen estaría en relación con la fusión parcial del manto superior que, en esta zona, se sitúa aproximadamente a 30 km de profundidad (Gallart *et al.*, 1980).

Los edificios volcánicos de la región son de carácter monogénico, de pequeñas dimensiones (Tabla II), generalmente de tipo estromboliano con pequeños conos de acumulación de materiales piroclásticos y emisión de lavas fluidas o viscosas (por ejemplo malpaís del Bosc de la Tosca). Entre los volcanes de este tipo Martí y Mallarach (1987) señalan a los de Croscat, Montsacopa, Puig Alós, Puig de Martinyà y Artigues Roges. Tournon (1968) señaló a los volcanes de la Closa de Sant Dalmai, en la vecina Hoja de Santa Coloma de Farners (nº 333), y del Puig de la Banya de Boc como los únicos exponentes claros de volcanes de tipo explosivo.

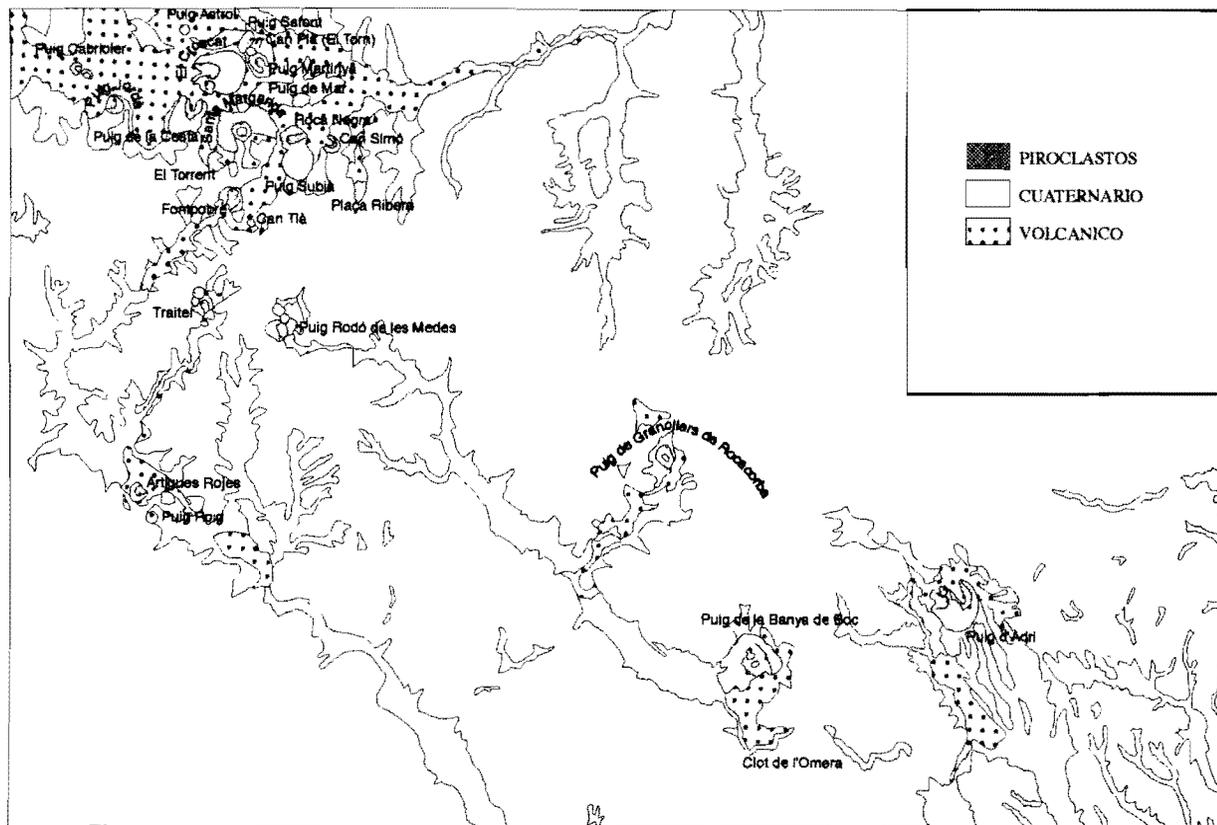


Figura 1

Los edificios volcánicos en cuyo origen ha intervenido una actividad hidromagmática suelen presentar una estructura más compleja, con la alternancia de episodios claramente explosivos (hidromagmáticos) con episodios de tipo estromboliano (Martí y Mallarach, 1987).

La edad cuaternaria reciente del volcanismo de esta región es conocida desde antiguo, al fosilizar y estar fosilizadas algunas de sus coladas por aluviones o facies lacustres cuaternarias con restos fósiles (Bolos, 1925). Recientemente, Donville (1976) y Guerin *et al.* (1986) han obtenido edades radiométricas basadas en el método Potasio-Argón sobre roca total y por termoluminiscencia respectivamente, cuyos resultados se reflejan en la Tabla III.

Los materiales volcánicos han sido cartografiados, de acuerdo a su naturaleza petrológica, en siete unidades cartográficas.

#### 4.3.1. Mantos piroclásticos (lapilli) (3)

Están formados por fragmentos piroclásticos (*gredes*, en la terminología catalana) de 2 a 50 mm de diámetro (lapilli) y por cenizas (tamaño inferior a 2 mm), habiendo sido cartografiados los que poseen un espesor superior al metro. Al microscopio muestran un aspecto escoriáceo con vacuolas separadas por paredes finas de material vítreo que incluyen algunos cristales alargados y microlitos de plagioclasa, piroxeno y olivino (Mallarach y Riera, 1981). El origen de estos materiales procede de las erupciones de tipo explosivo que conformaron los pequeños conos volcánicos de la región. Estos materiales corresponden a la facies distal de los materiales de proyección aérea, que se disponen, según la dirección del viento dominante durante la erupción, a partir del pie del cono volcánico.

#### 4.3.2. Acumulaciones piroclásticas heterométricas (5)

Con este término se han diferenciado los materiales situados al pie del cono volcánico de Plaça Ribera. Estos materiales piroclásticos proceden de la removilización por el agua de los que forman el cono volcánico.

#### 4.3.3. Piroclastos básicos (4)

Se han diferenciado con este término a los materiales piroclásticos que constituyen los conos volcánicos. Consisten en acumulaciones heterogéneas formadas por los elementos de mayor tamaño producidos y proyectados por el volcán durante su erupción, y que, por su mayor peso se acumulan junto a la boca de emisión. Los elementos que constituyen los conos oscilan desde los bloques de lava a los agregados piroclásticos soldados, bombas y material fino de tipo lapilli. Ocasionalmente contienen fragmentos de rocas del sustrato estratigráfico o incluso de zonas más profundas de la corteza. El contenido mineralógico es idéntico a la de los materiales más finos y distales (Mantos piroclásticos, 3) descritos previamente. Los materiales del núcleo de los conos volcánicos presentan frecuentemente colores rojizos producto de la oxidación de los componentes ferrosos durante la erupción.

**Tabla II**  
**Principales características de los edificios volcánicos con episodios hidro-magmáticos de la Hoja**  
**(según Martí y Mallarach, 1987).**

<b>VOLCÁN</b>	<b>SECUENCIA ERUPTIVA</b>	<b>DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS</b>	<b>VOLUMEN</b>	<b>ALTURA DEL CONO</b>	<b>DIMENSIONES DEL CRÁTER</b>
Puid d'Adri	Estromboliana freatomagnética-estromboliana-freatomagnética-estromboliana	Oleada piroclástica seca-alternancia de oleadas piroclásticas húmedas y secas intercaladas con niveles de caída-lapillis y escorias	100-120 Hm <sup>3</sup>	160 m	Cráter desbrechado 500 x 750 mm
Clot de l'Olmera	Freática	Brechas de explosión y niveles de caída	7-8 Hm <sup>3</sup>	—	Elíptico 380 x 240 m
Puig de la Banya de Boc	Freatomagnética-estromboliana-freatomagnética-estromboliana	Oleadas piroclásticas secas-escorias soldadas y lapilli-oleadas piroclásticas húmedas-lavas basálticas	40-50 Hm <sup>3</sup>	180 m (adosado a un paleo-relieve)	Cráter desbrechado 1.300 x 860 mm
Puig de Granollers de Rocacorba	Freatomagnética-estromboliana-freatomagnética-estromboliana	Brechas de explosión-escoria soldada-lavas basaníticas-oleadas piroclásticas secas y húmedas-lavas basaníticas y escorias	7-8 Hm <sup>3</sup>	200 m (adosado a un paleo-relieve)	Cráter desbrechado 500 x 360 mm
Puig de les Medes, Llacunagra, Puig Rodó	Estromboliana-freática-estromboliana	Lapillis y lavas basálticas. Brechas de explosión. Escorias y lavas.	—	Medes = 65 m Rodó = 65 m	Cráter desbrechado 230 x 350 mm Llacunagra: cráter explosión 220 m Ø
Puig de la Codina, Traiter	Estromboliana-freática-freática	Lapillis, lapillis y escorias. Brecha de explosión. Brecha de explosión.	—	Puig de la Codina = 120 m	Cráter desbrechado 200 x 280 mm Traiter inf. 33 m Ø Traiter sup. 220 m Ø
Can Tià	Estromboliana freatomagnética	Lapillis y escorias soldadas-oleadas piroclásticas húmedas	0,15-0,2 Hm <sup>3</sup>	—	270 m Ø
Santa Margarida	Estromboliana freatomagnética	Lapillis y escorias-oleadas piroclásticas secas	0,1-0,30 Hm <sup>3</sup>	85 m	450 m Ø
Can Simó	Freatomagnética-estromboliana-freatomagnética-estromboliana	Oleadas piroclásticas húmedas-escorias-oleadas piroclásticas húmedas-escorias soldadas y colada basáltica	—	60 m	Cráter desbrechado 300 x 360 mm
Plaça Ribera	Freatomagnética-estromboliana	Oleada piroclástica húmeda-colada basanítica y lapilli	0,6 Hm <sup>3</sup>	≈ 75 m	Erosionado

Al pie de los conos volcánicos la proporción de elementos groseros disminuye rápidamente con una mayor estratificación de sus materiales. Estos, suelen presentar fuertes buzamientos (entre 30° y 40°) señalando la pendiente de acreción del cono volcánico.

#### 4.3.4. Tobas basálticas (6)

Con este término se han identificado en la cartografía a las facies de tobas soldadas de color rojo intenso procedentes del volcán de Can Tià. Estas facies, que incluyen cantos procedentes del sustrato eoceno, han sido interpretadas por Martí y Mallarach (1987) como producidas por la interacción agua/magma en un acuífero confinado.

#### 4.3.5. Basanitas con Leucita intersticial (7)

Se han diferenciado las basanitas con Leucita intersticial que constituyen las coladas procedentes del Croscat, en el llano de Olot, y diferenciadas por Mallarach (1982) en su cartografía.

**Tabla III**  
**Edades radiométricas obtenidas de las rocas volcánicas por <sup>1</sup>Guerin et al. (1986);**  
**<sup>2</sup>Donville (1976).**

Localidad	Edad radiométrica
Turó de la Pomareda. Colada de Can Pelat <sup>1</sup>	11.500 B.P. ± 1.1000
Les Fonts de Sant Roc. Colada del Croscat <sup>1</sup>	17.100 B.P. ± 1.600
Colada superior de Santa Pau Posible colada del Roca Negra <sup>1</sup>	28.100 B.P. ± 2.600
Emisión basáltica del Puig de Sant Marc. Colada del Artigues Roges <sup>1</sup> .	28.900 B.P. ± 3.500
Colada superior de Les Planes d'Hostoles <sup>1</sup>	46.300 B.P. ± 4.000
Sallent de Santa Margarida. Posible colada del Traiter <sup>1</sup> Colada del Fontpobra (Ctra. de Sant Iscle de Colltor)	73.500 B.P. ± 4.600
Sant Aniol de Finestres. Colada del Puig de les Medes <sup>1</sup>	93.500 B.P. ± 6.500
Colada del Torn - Puig de Martinyà <sup>1</sup> Veinat de Sant Martí	110.000 B.P. ± 10.000
Pla de Sant Joan, Colada del Puig de la Banya de Boc <sup>1</sup>	121.000 B.P. ± 9.100
Les Planes <sup>2</sup>	44.000 B.P. ± 70.000
Ctra. Olot - Banyoles (km 10,3) <sup>2</sup>	267.000 B.P. ± 160.000 336.000 B.P. ± 140.000

El resto de coladas basaníticas han sido agrupadas con las coladas basálticas (9). Petrologicamente este tipo de rocas de textura porfídica con fenocristales de Olivino, Augita y Plagioclasa. Entre los microcristales se incluye además, la Hornblenda y los minerales opacos. La Leucita raramente es observable al microscopio detectándose su presencia en los difractogramas.

#### 4.3.6. **Basaltos con mesastasi vítrea (8)**

Se ha representado la colada basáltica procedente del volcán de Fontpobre, tal y como viene identificada en la cartografía de Mallarach (1982).

#### 4.3.7. **Basaltos alcalinos y basanitas (9)**

Se han identificado con esta denominación tanto las coladas basálticas propiamente dichas, como las procedentes del volcán de Pujalós contiguo a la Hoja en el Llano de Olot y las procedentes de los volcanes de Roca Negra y de Can Simó, así como coladas basaníticas como la de Sant Feliu de Pallarols, procedente del Traiter, y las del Puig de la Banya del Boc y la de Canet d'Adri.

Estas rocas están formadas por Olivino, que aparece tanto como fenocristales idiomorfos, ocasionalmente con bordes alterados a Iddingsita o Serpentina, o como en forma de microlitos en la matriz; por clinopiroxenos, generalmente Augita titanífera, en forma de fenocristales idiomorfos a subidiomorfos o como microlitos en la matriz; por Plagioclasa (Andesina a Labradorita) en forma de microlitos en la matriz y raramente como fenocristales; y por Magnetita así como por algunos otros minerales accesorios.

### 4.4 **ROCAS METAMORFICAS**

Todas las rocas paleozoicas de la zona, excepto los granitoides tardíos, han sido afectados por el metamorfismo regional hercínico, que es de muy bajo grado en las zonas mas superficiales (Silúrico y Devónico), y progresivamente mas alto hacia los niveles mas profundos de la serie.

Las rocas pelíticas presentan una sucesión de asociaciones con Clorita, Biotita y Andalucita-Cordierita, aunque a muy poca distancia al sur de la Hoja, afloran ya asociaciones con Sillimanita y Cordierita-Feldespatos potásico. Esta sucesión de asociaciones indica unas condiciones de metamorfismo de baja presión y alta temperatura, sin embargo, la presencia en algunas muestras de Estaurolita relicta en el interior de algunos cristales de Andalucita, indica la existencia de una desconocida asociación preexistente con este mineral. La reacción de destrucción de Estaurolita en presencia de Moscovita, para dar Silicato de aluminio + Biotita + Cuarzo, puede haberse originado tanto por un incremento de la temperatura, como por una disminución de la presión.

La edad del crecimiento de los minerales metamórficos respecto al desarrollo de las fases de deformación varía notablemente según la intensidad del metamorfismo, ya que es muy precoz

en la Zona de la Clorita y progresivamente más tardío en las zonas más profundas. En la Zona de la Clorita, la aparición de este mineral es incluso anterior, o muy precoz respecto al desarrollo de la esquistosidad de flujo de fase 1, es decir la Clorita es pre-sin fase 1, sin embargo en la zona de la Biotita, el desarrollo de este mineral es ya claramente sin fase 1. En la Zona de la Andalucita-Cordierita el desarrollo de los minerales metamórficos es todavía más tardío, y estos son ya generalmente sin-fase 2. En las zonas con mayor grado de metamorfismo, que ya no afloran en esta Hoja, el crecimiento de los minerales metamórficos llega a borrar la esquistosidad de crenulación de fase 2, por lo que estos son ya post-fase 2 (Durán, 1990).

La reestructuración textural de las rocas varía también notablemente según la intensidad del metamorfismo, de forma que en las zonas de bajo grado (Clorita y Biotita) se conservan fácilmente las estructuras sedimentarias y los fisiles, mientras que en las zonas de la Andalucita-Cordierita se encuentran ya micaesquistos en los que se han borrado la mayor parte de las estructuras previas de las rocas.

Para las rocas calcáreas no puede establecerse una zonación similar a la obtenida con las pelitas, ya que sus afloramientos son muy escasos, y los niveles con carbonatos se encuentran solamente en dos puntos de la serie (Cámbrico? y Devónico). Las rocas calcáreas del Cámbrico? han originado únicamente mármoles muy recrystalizados y bastante puros, aunque en otros puntos del macizo de Les Guilleries se encuentran también niveles calcosilicatados con asociaciones minerales con Wollastonita, Diópsido, Grossularia, Vesuvianita, Hornblenda, Titanita, etc. (Durán, 1990).

Con posterioridad al desarrollo del metamorfismo regional se produjo en algunos puntos un metamorfismo térmico ligado a la intrusión de los granitoides tardíos. El único afloramiento de estos granitoides en la Hoja se encuentra situado algo al norte del embalse de Susqueda, y ha originado a su alrededor una aureola metamórfica de varios centenares de metros de extensión. Este metamorfismo alcanza el clímax con el desarrollo de Andalucita y Cordierita y es posterior a todas las fases de deformación.

## 5. HISTORIA GEOLÓGICA

Como se ha indicado en la Introducción de esta Memoria, podemos considerar que en la Hoja de Banyoles, se encuentran representados materiales de 5 subunidades distintas. Estas son: el sustrato hercínico que corresponde a los afloramientos más septentrionales del macizo hercínico de Les Guilleries; el Paleógeno, que forma parte de la cuenca de antepaís surpirenaica; el Plioceno de la depresión del Empurdà y de La Selva; el sistema lacustre de Banyoles; y, por último, el volcanismo cuaternario de Olot. Además de estos sistemas otros menores de edad cuaternaria se hallan relacionados con el modelado y drenaje actual.

La edad de los materiales más antiguos aflorantes en la subunidad hercínica, correspondientes a la serie superior de Les Guilleries, no es conocida ni por métodos paleontológicos ni con dataciones absolutas. Al no presentar ninguna deformación previa a la orogenia hercínica se han atribuido generalmente al Cámbrico aunque no debe descartarse que pertenezcan al Proterozoico inferior. Se trata de materiales metamórficos de origen sedimentario casi con

seguridad de plataforma, con algunas intercalaciones de rocas ígneas (Gneis de Les Guilleries). Estas, al mantener contactos estratiformes con la serie sedimentaria, se han interpretado como rocas volcánicas ácidas (Viladevall, 1978) o como rocas graníticas leucócratas intruidas (Van der Sijp, 1951). Los materiales de esta serie son comparables a los de la serie de Canaveilles del Pirineo oriental y la problemática de su interpretación y atribución cronoestratigráfica es parecida.

Los materiales de la serie ankimetamórfica superior están mejor conocidos. Se trata de materiales de plataforma de edad no confirmada, probablemente ordovícica (Llandeilo ?), sobre los que se disponen en discordancia (discontinuidad sedimentaria) los conglomerados del Ordovícico superior de origen continental (fluvio-glaciar ?). Sobre estos se depositó una unidad muy característica de los Catalánides y del Pirineo oriental, formada por esquistos cuarzo-feldespáticos, cuya roca original corresponde a vulcanitas ácidas o derivados sedimentarios de estas rocas mas o menos evolucionados, cuyo origen estaría en un volcanismo subaéreo ligado a la distensión que dió lugar a las cuencas del Ordovícico superior. En las facies marinas transgresivas de este período se encuentran los primeros restos fósiles claros de los Catalánides. La evolución durante el Ordovícico superior fue rápida, con importantes cambios de facies en la vertical que representan una progresiva profundización de la cuenca sedimentaria (ver Barnolas y García-Sansegundo, 1992). Las facies del Silúrico y del Devónico inferior, al igual que en Les Gavarres, se encuentran en contacto tectónico con las anteriores no pudiéndose por lo tanto, confirmar la existencia de una discontinuidad sedimentaria entre las mismas. A las facies anóxicas (Ampelitas) del Silúrico le siguen facies carbonáticas nodulosas con cefalópodos del Silúrico superior, y facies heterolíticas (carbonáticas y terrígenas) del Devónico superior, depositadas en ambientes pelágicos y de talud.

La inexistencia de registro sedimentario de todo el Mesozoico no es indicativo de que no se depositara. Probablemente durante las distintas fases distensivas cretácicas que originaron las cuencas de esta edad circundantes, dejaron en alto a amplias zonas del antepaís pirenaico meridional, erosionándose la cobertera sedimentaria jurásica y triásica. En todo caso, sobre el sustrato hercínico se encuentran directamente los materiales paleógenos de la cuenca surpirenaica. Estos se hallan representados de base a techo, por facies aluviales procedentes del margen pasivo (Catalánide) sobre las que se disponen facies carbonáticas transgresivas desarrolladas en el mismo margen durante las transgresiones llerdiense y Luteciense. Sobre ellas y en onlap, se disponen los sedimentos terrígenos procedentes del margen activo (pirenaico) cuyo resultado final es la enorme cuña clástica formada por las Fms. Banyoles, Bracons, Bellmunt, Rupit, Folgueroles y Puigsacalm. Con la transgresión Bartonense los sistemas deltaicos retrogradan a los márgenes de la cuenca, lo que se traduce con el dominio de la sedimentación de facies margosas (Fm. Igualada), y posteriormente, durante el Bartonense superior - Priabonense inferior estos progradan de nuevo como paso previo al cierre de la cuenca marina surpirenaica. En los trabajos de Kromm (1968b; 1969), Puigdefábregas *et al.* (1986) y Barnolas (1992) pueden encontrarse distintos ensayos de correlación litoestratigráfica y de interpretación secuencial para la cuenca surpirenaica oriental.

La depresión del Empurdà, al igual que la depresión de la Selva, se hallan rellenas por una serie sedimentaria continental del Mioceno superior y por una serie continental del Plioceno que, en el caso del Empurdà, evoluciona a facies marinas hacia el este. Se trata de facies de abanicos

aluviales procedentes de los relieves circundantes que, en el caso del Plioceno, evolucionan a abanicos deltaicos y deltas que rellenan los valles fluviales formados durante la erosión meseniense (ver Fleeta *et al.*, 1991).

El sistema lacustre asociado al sistema hidrogeológico de Banyoles es relativamente reciente. Los depósitos más antiguos, los del Pla d'Usall, son del Pleistoceno inferior y su actividad ha dado lugar a un sistema escalonado de terrazas lacustres que ha subsistido hasta nuestros días con el lago actual de Banyoles.

Por último la historia reciente de la región ha sido marcada por la actividad volcánica y, en menor medida, por la sismicidad. La actividad volcánica de la región de Olot, a la cual pertenecen la totalidad de los aparatos volcánicos existentes en la Hoja, es la más moderna de todo el volcanismo gerundense. Su edad cuaternaria incuestionable por la relación geométrica con los depósitos de esta edad, ha sido confirmada recientemente por las edades absolutas obtenidas (Tabla III) y, desde el punto de vista geológico, no puede considerarse un volcanismo extinguido. La sismicidad histórica destructiva así como la sismicidad reciente moderada, están relacionadas con las importantes fallas existentes.

## 6. GEOLOGIA ECONOMICA

### 6.1. MINERIA

La actividad minera en la región ha sido escasa y las labores de investigación y explotación se han circunscrito en el extremo suroccidental, donde afloran materiales hercínicos. Se reconocen dos tipos de mineralizaciones, ya descritas en la vecina Hoja de Santa Coloma de Farners (Hoja nº 333; Barnolas *et al.*, 1983-84), con asociaciones minerales diferenciadas.

#### 6.1.1. Mineralizaciones de Baritina

Este tipo de mineralización, la más extendida en Les Guilleries y la única que ha sido objeto de explotación en la presente Hoja, está constituida por una paragénesis de Baritina, Calcita y, excepcionalmente Galena. Frecuentemente, como en el caso de la mina Rosita, situada en el límite con la Hoja de Santa Coloma de Farners, se trata de mineralizaciones que rellenan fracturas de dirección NW-SE. En esta mina, en explotación cuando se realizó la primera edición de esta Hoja (Ríos y Masachs, 1953), se aprovechaba la Baritina cuya molienda se realizaba en Amer. Está situada al suroeste de Amer y la explotación se realizaba mediante galería con accesos al filón mediante galerías transversales desde los valles del río Brugent y del torrente de Rimaus. Más antiguamente la explotación había sido realizada a cielo abierto y los socavones resultantes son visibles en la fotografía aérea. El filón, de dirección NW-SE y fuerte buzamiento al noreste, mineraliza el plano de falla de la falla de Amer. El mineral se encuentra formando cuerpos anastomosados con salbandas de cuarzo milonitizado, que lo separan de los materiales esquistosos y gneisicos de ambos labios de la falla.

### 6.1.2. Mineralizaciones de sulfuros metálicos

En el ángulo suroccidental de la Hoja, al sur del contacto por falla entre los materiales metamórficos de Les Guilleries (Gneis (1) y Serie superior de Les Guilleries (10)) y los materiales del Ordovícico superior (12, en parte), y paralelamente a este contacto a pocos metros del mismo, se encuentran diversos indicios con signos evidentes de haber sido exporados con anterioridad. Estos indicios, localizados entre la falla de Amer y el embalse de Susqueda, se hallan repartidos entre esta Hoja y la contigua de Santa Coloma de Farners. Su localización y paragénesis ha sido descrita por Tomás (1918), Ríos y Masachs (1953), Barnolas *et al.*, (1983-84) y Ferrer (1991).

Durante la realización de la Hoja de Santa Coloma de Farners (Nº 333, Barnolas *et al.*, 1983-84), se realizaron diversas probetas pulidas procedentes de indicios situados en la presente Hoja, que fueron estudiadas por C. Ruiz (IGME, actualmente en E.T.S.I.M. de Madrid). La paragénesis metálica está formada por blenda y pirrotina que se presentan frecuentemente en disposición bandeada alternante. La blenda es ferrífera con exoluciones de calcopirita y pirrotina siguiendo las principales direcciones cristalográficas. La pirrotina presenta corrugaciones laminares originadas por tensiones mecánicas. Un agregado fino de marcasita que coexiste frecuentemente con la piritita es producto de la meteorización de la pirrotina originando texturas bird's eye. Con posterioridad a esta paragénesis algunas muestras presentan calcopirita, galeña y limonita. Como mineral no metálico hay que señalar la presencia de haces tabulares-radiales de hedembergita que llevan asociados pequeños cristales de blenda.

La mineralización se desarrolla sobre una fractura que afecta a los materiales metamórficos de la serie de Les Guilleries y que discurre paralelamente al contacto, también por falla, con los materiales ankimetamórficos ordovícicos. En los afloramientos existentes se observa como la mineralización corta a la foliación principal plegada de los esquistos encajantes por lo que hay que excluir su carácter sin-sedimentario y su relación con el volcanismo del Ordovícico superior. La edad de la mineralización es, por lo tanto, posterior a la orogenia hercínica.

### 6.2. CANTERAS

Son diversos los materiales que han sido explotados en canteras en la superficie de la Hoja, algunos de ellos todavía en explotación. Los mas importantes son los travertinos cuaternarios de la región de Banyoles, especialmente los del Pla de Mata y de Espolla, las rocas volcánicas tanto los basaltos, muy utilizados antiguamente como piedra de construcción y para la fabricación de adoquines, como las rocas piroclásticas, así como las margas, para la fabricación de cemento y, en menor medida los yesos, areniscas y mármoles.

### 6.3. HIDROGEOLOGIA

La Hoja de Banyoles abarca una región con una pluviosidad media bastante elevada, superior a los 900 mm anuales en gran parte de la Hoja, y con un máximo de 1100 mm anuales en el llano de Olot, en el ángulo nor-occidental. Debido a la existencia de numerosos niveles de areniscas y de calizas en toda la serie eocena, con permeabilidad media, los manantiales son muy abundantes en toda la región. Algunos de estos manantiales han dado lugar a depósitos travertínicos importantes como los del valle de Cogolls (Fontanils) o los de Llorà (Font d'en Dansa).

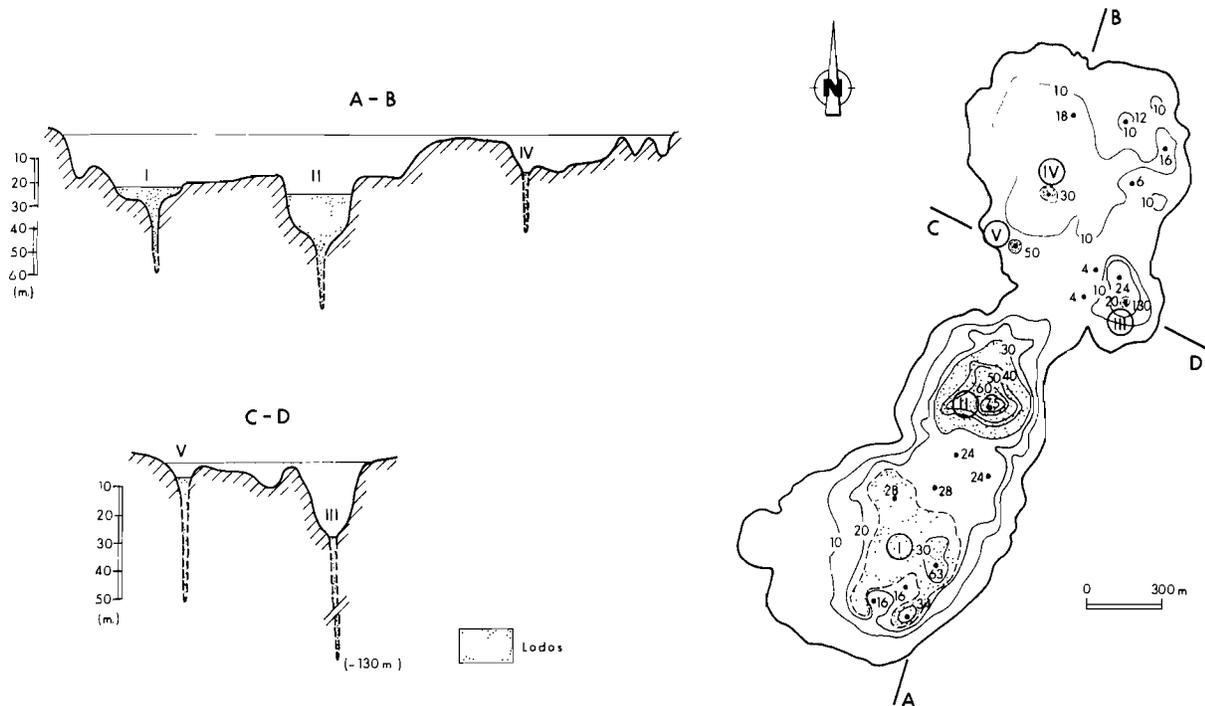
En los sectores de la Hoja cuya superficie está ocupada por materiales volcánicos, su elevada permeabilidad favorece la infiltración de las aguas de lluvia y, consecuentemente, la existencia de abundantes manantiales asociados a estos materiales.

Desde el punto de vista hidrogeológico el lago de Banyoles y su alimentación subterránea constituye el rasgo más notable de la Hoja. Desde los trabajos de Vidal (1908) se conoce la importancia de su alimentación subterránea con un caudal aproximado de 600 l/s. Ya a finales del siglo XIX el ingeniero J.M. Cornet (ver Vidal-Pardal, 1960) apuntó como hipótesis que el origen del agua subterránea se situara en el río Ter, entre Ripoll y Sant Quirçe de Besora, donde observó una importante pérdida de caudal. Vidal (1908) comparte esta teoría y añade una posible participación de agua procedente de la zona de Olot. Bentabol (1910) señaló las observaciones geológicas, especialmente de tipo estructural, que se oponían a esta hipótesis de J.M. Cornet y de Vidal (1908) y la situó en el macizo de Rocacorba. Ríos y Masachs (1953) exponen asimismo los argumentos de tipo estructural que se oponen a la hipótesis de Bentabol (1910) y se mostraban favorables a la hipótesis aportada por San Miguel de la Cámara y Marcet Riba (1926). Estos últimos situaban la zona de alimentación del agua subterránea del lago de Banyoles en la región comprendida entre la sierra de Finestres y la de Sant Julià, en la divisoria de aguas entre el Sert y el Fluvià. Fue Vidal-Pardal (1960) quien utilizó por primera vez los colorantes y comprobó la comunicación subterránea entre el río Llierca y la riera de Borró, afluentes de la margen derecha del Fluvià situados en la Alta Garrotxa, con el lago y desarrolló el modelo hidrogeológico vigente.

Los autores anteriores a Vidal-Pardal (1960) y Julià (1980) consideraron al lago de Banyoles esencialmente como un lago de origen tectónico. De hecho Vidal-Pardal (1959, 1960) puso de manifiesto la existencia de una importante falla bajo la superficie del lago conocida gracias a los numerosos sondeos estudiados por el autor. Julià (1980) insistió en la importancia de los fenómenos kársticos de la región, al estudiar la formación de algunas pequeñas lagunas circulares en las proximidades de Sant Miquel de Campmajor (ver Pallí y Trilla, 1979) y comparar su geometría circular con la del lago de Banyoles. En este sentido coincidió con la interpretación vertida por Vidal-Pardal (1960).

La geometría del lago era conocida desde Vidal (1908), quien realizó el primer estudio batimétrico señalando que el lago estaba formado por dos grandes embudos con 42 m (norte) y 60,5 m (sur) de profundidad. Margaleff (1969, in Sanz, 1981) y Julià (1980) realizaron mapas batimétricos del lago empleando la ecosonda y demostraron la existencia de cuatro cuvetas formadas por la coalescencia de otras menores. Las profundidades dadas por Julià (1980) y las obtenidas por la Univ. Autònoma de Barcelona (en Sanz, 1981) difieren de las obtenidas por Vidal (1908). En la Fig. 2 se representa el mapa batimétrico aportado por Sanz (1981) y la situación de la interfase agua-lodo a 31/7/78.

Han sido los trabajos de Sanz (1981) y Sanz *et al.* (1982) Bach *et al.* (1986) los que han desarrollado el modelo hidrogeológico del lago de Banyoles aportado por Vidal-Pardal (1960). Se trata de un macrosistema tipo *tropplein* cuya zona de alimentación se situaría en el macizo calcáreo eoceno de la alta Garrotxa, situado en la Hoja de Olot (257), en el que existe un karst bien desarrollado. La zona de surgencia se situaría en el llano de Espolla y Usall (215 m), en el valle de Sant Miquel de Campmajor (200 m), llano de Banyoles (175 m) y valle del Fluvià (155



**Figura 2**

m) (Sanz, 1981; Sanz *et al.*, 1982). El acuífero, tal y como fue puesto de manifiesto por Vidal-Pardal (1954a, 1957a y b, 1960), son las calizas del Eoceno inferior sobre las que, en el área septentrional de la Hoja de Banyoles, se disponen directamente las evaporitas (yesos y anhídritas) de la Fm. Beuda. La presión del agua sería la responsable de la disolución de los yesos formando cavidades kársticas que, en las épocas de estiaje colapsan formando los socavones y pequeños lagos de las zonas antes mencionadas y cuya coalescencia, en la zona del lago de Banyoles, es el origen del mismo (Julià, 1980). Solo en la región del valle de Sant Miquel de Campmajor Pallí y Trilla (1979) han inventariado la existencia de 86 socavones. Sanz (1981) recopiló una cronología de los fenómenos lacustres más importantes del último siglo que, por su interés, reproducimos en la Tabla IV.

Como estudios hidrogeológicos realizados por la Administración Pública en el sistema hidrogeológico de Banyoles hay que señalar: el de Vidal-Pardal (1957); el de la Generalitat de Catalunya (1984), el del MOPU (1985) y el del ITGE (1990).

## 6.4. RIESGOS GEOLOGICOS

### 6.4.1. Sísmicos

Desde el punto de vista sísmico la Hoja de Banyoles queda englobada dentro del área de influencia de los terremotos destructivos acaecidos durante la Edad Media (crisis de 1427-28). Los datos documentales existentes sobre este período han sido revisados recientemente (Olivera *et al.*, 1992) con el objeto de separar los efectos de los diferentes terremotos ocurridos en estas fechas. Los mayores terremotos, cuyos efectos se sintieron especialmente en el área de Olot-Amer, tuvieron lugar los días 15 de Marzo y 15 de Mayo de 1427. Desde entonces no se han producido nuevos terremotos con efectos destructivos en esta zona. A lo largo del siglo XX la máxima intensidad oída fue de VI en dos terremotos ocurridos en 1909 y 1912 y, en el resto de la Cadena Costera Catalana ha sido de VII en un terremoto ocurrido en 1927 cuyo epicentro se situaría aproximadamente en Sant Celoni (Hoja de Blanes, nº 365) (Fontseré e Iglesias, 1971, Goula *et al.*, 1992). Desde 1977 la red instrumental sísmica existente en Cataluña es suficiente para la localización de los epicentros de los seísmos que se producen y, desde 1984 existe un seguimiento exhaustivo de los mismos desde el Servei Geològic de Catalunya (S.G.C., 1984-1991).

### 6.4.2. Volcánicos

El riesgo volcánico existente en la región volcánica de Olot ha sido evaluado recientemente por Mallarach y Martí (1987). Anteriormente a 1984 el volcanismo de Olot era considerado como un volcanismo estromboliano, con un apogeo de actividad durante el Cuaternario medio y manifestaciones póstumas situadas a inicios del Würm, sin evidencias de que nuevas erupciones fueran posibles (Solé Sabarís, 1962; Riba, 1975). Las dataciones absolutas por termoluminiscencia (Guérin *et al.*, 1986) con una estimación de 11.500 años de antigüedad para la última erupción del Croscat, la correlación entre la estructura cortical y el modelo térmico (Albert y Banda, 1984; Albert, 1985) con temperaturas calculadas entre 1030 y 1100 °C a nivel de

Moho (30 km de profundidad) aptas para la génesis de magma basáltico, así como el carácter explosivo de un buen número de los aparatos volcánicos (Martí y Mallarach, 1986; Mallarach *et al.*, 1987), llevaron a Mallarach y Martí (1987) a reconsiderar los criterios de riesgo volcánico existentes. El periodo de retorno máximo calculado por estos autores para el volcanismo de esta región es de 13.000 años lo que implica que, desde el punto de vista geológico, este volcanismo no pueda considerarse como extinguido y que la existencia de un riesgo volcánico deba ser considerado y evaluado (Mallarach y Martí, 1987).

#### 6.4.3. Colapsos kársticos

El área de Banyoles es un claro exponente de la dinámica ligada a fenómenos de disolución, subsidencia y hundimiento. La actividad de los pequeños lagos descritos en apartados anteriores no se limita a la surgencia de agua sino que una parte de los mismos se agranda por desprendimientos de las paredes o se crean nuevos lagos a lo largo del tiempo. Mascaró (1914) describe un hundimiento en el lago de Banyoles que provocó oleaje en las aguas del lago el 27 de Octubre de 1904. En el valle de Sant Miquel de Campmajor, se cita la formación de un estanque el 22 de Mayo de 1908.

La actividad no parece haber cesado como lo demuestran la aparición de un nuevo estanque al sur de can Batxellí. La carretera de Banyoles a Olot por Besalú debe repararse periódicamente debido a la subsidencia de la calzada. Ambos fenómenos se localizan en los alrededores del lago de Banyoles. Asimismo en la riera de Sant Miquel de Campmajor aparecieron tres nuevos estanques una semana después de las intensas lluvias de Noviembre de 1982.

El funcionamiento hidrogeológico de la cuenca, la alimentación del lago de Banyoles su propia formación así como la de los estanques citados no puede desligarse a la hora de buscar una explicación al conjunto de fenómenos observados. La existencia de materiales solubles (yesos) en el substrato de la zona implica una fuerte karstificación compensada con la formación de los citados estanques y la subsidencia generalizada de importantes sectores (véase Tabla IV).

#### 6.4.4. Inundaciones

Las fluctuaciones de nivel del lago de Banyoles, con frecuentes inundaciones, y la existencia de zonas pantanosas e insalubres en sus alrededores, ocasionaron que ya en el siglo XIII se realizaran distintas obras de saneamiento para estabilizar su nivel. Estas consistieron en la construcción de las cinco acequias que drenan el lago, y que ocasionaron su ascenso de nivel (existen restos romanos y niveles de turba situados a 1 m por debajo de la cota actual). A pesar de ello la zona circundante al lago, incluida parte de la propia ciudad de Banyoles, se ha visto sometida a diversas inundaciones cuya área afectada disminuyó sensiblemente desde la construcción del muro circular que rodea al lago a finales del siglo XIX. La zona actualmente sometida a posibles inundaciones se reduce a un centenar de hectáreas, situada entre Porqueres y Les Estunes, paseo de la Font Pudosa hasta la carretera de Banyoles a Besalú (Sanz, 1981).

**Tabla IV**  
**Principales fenómenos observados en época reciente con relación al lago de Banyoles y en la región de Sant Miquel de Campmajor (según Sanz, 1981)**

Situación	Fecha	Tiempo	Hecho
Sant Miquel de Campmajor	1872	Seco	Formación de laguna en Plana Ferrana
Banyoles	13-30/9/1982	Seco	Ascenso en 6 cm del nivel del lago
Banyoles	1890 ó 1900	Normal	Formación de una surgencia temporal al sur del lago
Banyoles	1/7/1901	Húmedo	Ascenso en 33 cm del nivel del lago
Banyoles	20/7/1901	Húmedo	Ascenso en 43 cm del nivel del lago
Banyoles	30/1/1902	?	Ascenso en 4 cm del nivel del lago
Banyoles	27/10/1904	Húmedo	Oscilación rápida y repentina del nivel del lago
San Miquel de Campmajor	22/5/1908	Seco	Formación de socavón cerca de L. Rovira
Banyoles	15/1/1911	Seco	Salida de fangos L. de D'alt
Banyoles	1912	?	Surgencia temporal a 21 °C junto L. Cendra
Banyoles	7/5/1920	Húmedo	Oscilación rápida y repentina del nivel del lago
Banyoles	25/5/1949	Húmedo	Oscilación rápida y repentina del nivel del lago
San Miquel de Campmajor	5/2/1974	Seco	Formación de un socavón en La Casica
San Miquel de Campmajor	6/1978	Seco	Formación de pequeños socavones
Banyoles	8/1978	Seco	Formación de pequeños socavones cerca de Geldeus
San Miquel de Campmajor	10/11/1978	Seco	Formación de un pequeño socavón
Banyoles	13/11/1978	Seco	Formación L. Silent
San Miquel de Campmajor	22/7/1980	Seco	Formación de un socavón frente a Plana Ferrana

## 7. BIBLIOGRAFIA

- ALBERT, J.F. (1985).- Posibilidades geotérmicas de España y Catalunya. *Theknos*, 88, 9-19.
- ALBERT, J.F. y BANDA, E. (1984).- España en el contexto geotérmico europeo. Áreas de interés. *Energía Geotérmica*, IGME, 37-47.
- ALMELA, A. y RIOS, J.M. (1943).- Las edades de los yesos del Eoceno catalán y algunas observaciones sobre la estratigrafía del mismo. *Bol. del Inst. Geol. Min. de España*, LVI, 391-452.
- ALMELA, A. y RIOS, J.M. (1949).- Memoria y Hoja geológica nº 294 (Manlleu) del Mapa Geológico de España E 1/50.000, 1ª serie, I.G.M.E., Madrid
- ANADÓN, P.; CABRERA, L., GUIMERA, J. y SANTANACH, P. (1985).- Paleogene Strike-Slip Deformation and Sedimentation along the Southeastern Margin of the Ebro Basin. In K.T. Biddle and N. Christie-Blick eds., *Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. S.E.P.M., Spec. Publ.*, 37, 303-318
- ARAÑA, V.; APARICIO, A.; MARTÍN ESCORZA, C.; GARCÍA CACHO, L.; ORTIZ, R.; VAQUER, R., BARBERI F., FERRARA, G.; ALBERT, J. y GASSIOT, X. (1983).- El volcanismo neógeno-cuaternario de Cataluña: caracteres estructurales, petrológicos y geodinámicos. *Acta Geol. Hispánica*, 18 (1), pp. 1-17.
- AUTRAN, A.; FONTEILLES, M. y GUITARD, G. (1966).- Discordance du Paléozoïque inférieur métamorphique sur un socle gneissique antéhercynien dans le massif des Albères. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 263, D, 317-320.
- BACH, J.; BRUSI, D.; SAINZ, M. y TRILLA, J. (1986).- Ejemplo de sistema kárstico tipo "trop plein" (La Garrotxa-Banyoles). *KARST Euskadi-86. Tomo 1-Comunicaciones*, 137-151.
- BARNOLAS, A. (1992).- Evolución sedimentaria de la Cuenca Surpirenaica Oriental durante el Eoceno. *Acta Geol. Hisp.*, 27, 15-31.
- BARNOLAS, A. y GARCÍA-SANSEGUNDO, J. (1992).- Caracterización estratigráfica y estructural del Paleozoico de Les Gavarres (Cadenas Costero Catalanas, NE de España). *Bol. Geológico y Minero*, 103, 1, pp. 94-108.
- BARNOLAS, A.; GARCÍA VÉLEZ, A. y SOUBRIER, J. (1980).- Sobre la presencia del Caradoc en Les Gavarres. *Acta Geol. Hispanica*, 15, 1, pp. 1-13.
- BARNOLAS, A.; GARCÍA VÉLEZ, A.; MUELAS, A.; SOUBRIER, J. y PALLI, L. (1983-84).- Memoria y Hoja geológica nº 333 (Santa Coloma de Farners) del Mapa Geológico de España E 1/50.000, 2ª serie (MAGNA), I.G.M.E., Madrid.

- BARNOLAS, A., SAMSO, J., SERRA-KIEL, J. y TOSQUELLA, J. (1988).- Estructura interna del sistema deposicional de Sant Martí Xic. *Geogaceta*, 5, pp. 68-71.
- BENTABOL (1910).- Hidrología subterránea y superficial de la provincia de Gerona. *Bol. Com. del Mapa Geol. de España*, 2ª serie, X, 129-208.
- BERGER, R. y LIBBY, F. (1966).- UCLA radiocarbon Dates V Radiocarbon, v.8, p. 480.
- BOLOS, A. de (1925).- La estació paleontològica del Pont del Ferro i algunes consideracions sobre el volcanisme olotí. *Butll. Inst. Catalana d'Hist. Nat.*, 2ª sèr., v. V, 112-120.
- BRUSI, D.; MAS, J.; PALLI, L. y TRILLA, J. (1993).- Las formaciones travertínicas del valle de Cogolls (Girona): caracterización y relaciones con la dinámica de la cuenca. en "El Cuaternario de España y Portugal". *Actas de la IIª Reunión del Cuaternario Ibérico*, 2, pp. 757-766. ITGE, Madrid.
- BURJACHS, F.; CARTAÑA, M. y MONTEIS, J. (1986).- Primers resultats sobre la Paleoclimatologia i dinàmica del dipòsit lacustre quaternari del "Pla de l'Estany" (St. Joan les Fonts, Garrotxa). *Vitrina*, 1, 27-36.
- BUSQUETS, P. (1981).- Estratigrafia i sedimentologia del Terciari pre-Pirinenc entre els rius Llobregat i Freser-Ter. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 341 p. (inédita).
- CALDERÓN, S., CAZURRO, M. y FERNÁNDEZ-NAVARRO, L. (1906).- Formaciones volcánicas de la provincia de Gerona. *Mem. de la Real Soc. Esp. de Historia Nat.*, IV, 180-489.
- CHEVALIER, M. (1926).- Essai sur la physiographie de la Catalogne Orientale. *But. Inst. Cat. d'Hist. Nat.*, 2ª ser., VI, 27-51.
- CLAVELL, E.; DEFALQUE, G. y REGUANT S. (1970).- La situación estratigráfica de las "margas de Bañolas" (Almela y Ríos 1943). *Acta Geol. Hispanica*, 5, 4, pp. 94-96.
- COLOMBO, F. (1980).- Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior continental de los Catalánides. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 609 p. (inédita).
- COY-YILL, R.; GUNN, B.N. y TRAVERIA-CROSS, A. (1974).- Geochemistry of the catalonian Volcanics, Spain. *Acta Geol. Hisp.*, IX, 4, 127-132.
- CROS, J. (1986).- El Quaternari de la Vall d'en Bas (província de Girona). Tesis de Llicenciatura, Univ. Autònoma de Barcelona, 62 p.
- DOMENECH, J. y FAYAS, J.A. (1974).- Morfología volcánica de Olot y su interés geológico. *Rev. Agua*, nº 85,
- DONVILLE, B. (1973).- Ages potassium-argon des roches volcaniques de la dépression de La Selva (Nord-Est de l'Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 227, 1-4.

- DONVILLE, B. (1976).- Géologie néogène de la Catalogne Orientale. *Bull. B.R.G.M.* (2<sup>ème</sup> série), 4, 3, pp. 177-210.
- DURÁN, H. (1985).- El Paleozoico de Les Guilleries. Tesis Doctoral, Univ. Autónoma de Barcelona, 243 pp. (inérita).
- DURÁN, H. (1990).- El paleozoico de Les Guilleries. *Acta Geol. Hisp.*, 25, 1/2, 83-103.
- DURÁN, H.; GIL IBARGUCHI, J.I.; JULIVERT, M. y UBACH, J. (1984).- Early Paleozoic acid volcanism in the Catalonian Coastal Ranges (Northwestern Mediterranean). *Newsletter* (F.P. Sassi & M. Julivert, Edits.). I.G.C.P., 5, 6: 33-43.
- ELHAI, H. (1966).- Deux gisements du Quaternaire Moyen. Bruges (sud-ouest de la France). Bañolas (Catalogne). *Bull. de l'A.F.E.Q.*, 1, 69-78
- ENRIQUE, P. (1984).- The Hercynian post-tectonic plutonic and hypabyssal rocks of the Montnegre Massif, Catalonian Coastal Ranges (NE Spain). In F.P. Sassi & M. Julivert, eds., PICG 5, *Newsletter*, 3, 45-55.
- FAURA Y SANS, M. (1913).- Síntesis estratigráfica de los terrenos primarios de Cataluña. *Mem. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, 9, 1, pp. 1-202.
- FERRER, A.E. (1989).- El vulcanismo calcoalcalino del Ordovícico superior de los macizos de Les Guilleries y Les Gavarres (Cordilleras Costeras Catalanas, prov. de Girona) y sus mineralizaciones asociadas: Mecanismos eruptivos, metalogenia y prospección geoquímica. Tesis doct., Univ. de Barcelona (inérita).
- FERRER, A.E. (1991).- Estudio metalográfico del yacimiento polimetálico de Sant Martí Sacalm (macizo de Les Guilleries, prov. de Girona). *Bol. Geológico y Minero*, 102 (5), pp. 58-70.
- FERRER, A.E. y MARTI, J. (1989).- Caracterización geoquímica de los depósitos volcánicos del Ordovícico superior de los macizos de Les Guilleries y Les Gavarres (Cordilleras Costeras Catalanas). III Congr. de Gequímica de España, 1.85-1.96. Soria.
- FERRER, J. (1971).- El Paleoceno y Eoceno del borde sur-oriental de la Depresión del Ebro. *Mém. suisses de Paléont.*, 90, 1-70.
- FLETA, J. y ESCUER, J. (1991).- Sistemas sedimentarios de la cuenca neógena del Alt Empordà y su relación con la tectónica y el vulcanismo. *I Congreso del grupo español del Terciario*, Libro-Guía exc. nº 7, 128 pp.
- FLETA, J.; ARASA, A. y ESCUER, J. (1991).- El Neógeno del Empordà y Baix Ebre (Catalunya): estudio comparativo. *Acta Geol. Hisp.*, 26, 3-4, 159-171.
- FONTSERE, E. e IGLESIES, J. (1971).- Recopilació de dades sísmiques de les terres catalanes entre 1100 i 1906. Fundació Salvador Vives i Casajuana, Barcelona, 547 pp.

- GALLART, J.; DAIGNIERS, M.; BANDA, E.; SURINACHS, E. y HIRN, A. (1980).- The eastern Pyrenean domain. Lateral variations at crust-mantle level. *Ann. de Geophysique*, 36, 141-158.
- GENERALITAT DE CATALUNYA (1984).- Estudi d'alternatives per el desguàs d'avingudes del llac de Banyoles. Dir. Gral. d'Obres Hidr., D.P.T.O.P., 5 vol. (Informe inédito).
- GEURTS, M.A. (1977).- Premières données à l'étude palynologique des dépôts calcareux quaternaires en Catalogne. *Act. Geol. Hisp.*, XII, 4-6. pp. 86-89.
- GICH, M. (1969).- Las unidades litoestratigráficas del Eoceno Prepirenaico del Ripollés oriental. *Acta Geol. Hisp.*, IV, 1, 5-8.
- GICH, M. (1972).- Estudio geológico del Eoceno prepirenaico del Ripollés oriental. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 477 pp. (inédita).
- GICH, M.; ROSELL, J.; REGUANT, S. y CLAVELL, E. (1967).- Estratigrafía del Paleógeno de la zona de tránsito entre la cordillera prelitoral catalana y el Prepirineo. *Acta Geol. Hispanica*, 2 (1), pp. 13-18.
- GOULA, X.; OLIVERA, C.; ESCUER, J.; FLETA, J.; GRELLET, B. y BOUSQUET, J.C. (1992).- Neotectonics and Seismicity in the Area of the Seismic Crisis of 1427-1428 in Catalonia. Proceedings XXII General Assembly European Seismological Commission, pp. 333-337. Barcelona
- GUERIN, G.; BENHAMOU, G. y MALLARACH, J.M. (1986).- Un exemple de fusió parcial en medi continental. El vulcanisme Quaternari de Catalunya. *Vitrina*, Publ. Museu Comarcal de la Garrotxa, 1: 20-26.
- GUITARD, G. (1970).- Le métamorphisme hercynien mesozonal et les gneiss oillées du massif du Canigou (Pyrenées orientales). *Mém. BRGM*, 63, 317 p.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. y OBERMAIER, H. (1915).- La mandíbula neandertaloide de Bañolas. Junta Ampli. Est. e Invest. Cient., *Com. Invest. Paleont. y Prehist.* Mem nº 6 (serie paleontología nº 2), 44 p.
- HOTTINGER, L. (1960).- Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène. *Mém. suisses de Paléontologie*, 75/76,
- I.T.G.E. (1990).- Estudio Hidrogeológico de los acuíferos del lago de Banyoles. Años 1988, 1989, 1990. Proyecto de Actualización Infraestructura geol., vigilancia y catálogo de acuíferos. (Informe inédito).
- JULIA, R. (1977).- Nuevos datos sobre la posición cronoestratigráfica de los materiales cuaternarios de la cuenca lacustre de Banyoles-Besalú (Girona). *Acta Geol. Hispanica*, 12, 1/3, pp. 55-59.
- JULIA, R. (1980).- La conca lacustre de Banyoles-Besalú. *Monografies del Centre d'Estudis comarcals de Banyoles*. 188 p.

- JULIA, R. y VILLALTA, J.F. (1974).- El Ampurdán. Libro guía Col. Int. bioestr. continental del Neógeno sup. y Cuaternario inf. (INQUA, IUGS), Montpellier-Madrid 1974, guía 28.9, 3-9.
- JULIVERT, M.; DURÁN, H.; RICKARDS, R.D. y CHAPMAN, A.J. (1985).- Siluro-Devonian graptolite stratigraphy of the Catalonian Coastal Ranges. *Acta Geológica Hispánica*, 20 (3-4): 199-207.
- JULIVERT, M.; DURÁN, H.; GARCÍA, S.; GIL-IBARGUCHI, I.; TRUYOLS-MASSONI, M. y VILLAS, E. (1987).- Pre-Carboniferous rocks in the Catalonian Coastal Ranges: volcanism, stratigraphic sequence and fossil content. In W.H. Flügel, F.P. Sassi y P. Grech, Eds., *Prevariscan and variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts*. Mineralia Slovaca, Monography, Alfa Bratislava, 313-322.
- KROMM, F. (1966a).- La sédimentation éocène entre la zone Prépyrénéenne et la Cordillère Prélittorale Catalane. *Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux*, 103, B, 1, pp. 1-3, 6 pl.
- KROMM, F. (1966b).- L'âge et les conditions de sédimentation des couches rouges de l'Eocène terminal entre l'Ampurdan et le Rio Ter (Province de Gerone - Espagne). *Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux*, 103, B, 9, pp. 3-18, 13 pl.
- KROMM, F. (1968a).- Notice explicative d'une carte à 1:100.000<sup>ème</sup> des formations éocènes de la zone prépyrénéenne (provinces de Gerone et Barcelone. Espagne). *Act. Soc. Linn. Bordeaux*, 105, B, 8, 7 p.
- KROMM, F. (1968b).- Stratigraphie comparée des formations éocènes du revers sud des Pyrénées et de la Cordillère pré-littorale catalane (Province de Gerone et Barcelone - Espagne). *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, 105, B, 2, pp. 2-12.
- KROMM, F. (1969).- Essais sur la géologie dynamique de la Catalogne orientale durant l'Eocène (provinces de Gérone, Barcelone, Tarragone - Espagne). Thèse, Fac. sciences de l'université de Bordeaux, IV tomes, 615 p.
- LÓPEZ-RUIZ, J. y RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1985).- La región volcánica mio-pleistocena del NE de España. *Estudios Geológicos*, 41: 105-126.
- LLOBERA, P. (1983).- Petrología de los enclaves del volcán Roca Negra (Olot, NE España). *Acta Geol. Hisp.*, 18 (1), pp. 19-25.
- LUMLEY-GOODYEAR, M.A. (1972).- La mandíbula de Bañolas. *Ampurias*, 33-34, 1-91.
- LUMLEY-GOODYEAR, M.A. (1973).- Anténéandertaliens et néandertaliens du Bassin méditerranéen occidental européen. *Etudes Quaternaires, Geol. Paléont. Preh.*, mém. 2, Marseille.
- MALLARACH, J.M. (1982).- Carta geològica de la regió volcànica d'Olot. Ed. Maber. Ajuntament d'Olot.

- MALLARACH, J.M. y MARTI, J. (1987).- El risc volcànic a La Garrotxa. Primeres aportacions. *Vitrina*, 2, pp. 5-12, Olot.
- MALLARACH, J.M.; MARTI, J. y CLAUDIN, F (1987).- Primeres aportacions al volcanisme explosiu d'Olot. *Revista de Girona*, 121: 69-74.
- MALLARACH, J.M.; PÉREZ OBIOL, R. y ROURA, J.M<sup>a</sup>. (1986).- Aportacions al coneixement del clima i la vegetació durant el Quaternari recent, en el NE de la Península Ibèrica. *Vitrina*, 1, pp. 49-54, Olot.
- MALLARACH, J.M. y RIERA, M. (1981).- Els volcans olotins i el seu paisatge. Ed. Serpa, 250 p.
- MARTI, J. y MALLARACH, J.M. (1987).- Erupciones hidromagmáticas en el volcanismo cuaternario de Olot (Girona). *Estudios geol.*, 43, pp. 31-40.
- MASACHS, V. (1950).- Aportación a una revisión del vulcanismo gerundense. IGME, Libro Jubilar, 1, Madrid.
- MAS, J.; TRILLA, J. & VALLS, LL. (1992).- Radiocarbon dating of travertines precipitated from fresh-water. *Radiocarbon* 34 (3),
- MAS, J.; TRILLA, J.; VALLS, LL. & PALLI, LL. (1991).- Cronologia dels travertins de Llorà (Girona). *Scientia Gerundensis*, 17, 109-123.
- MASCARÓ, J.M. (1914).- Topografía médica de Bañolas. Impremta i Llibreria de D. Torres. 421 pp. Girona.
- MENÉNDEZ-AMOR, J. (1964).- Estudio palinológico de la turbera del Estany (Olot, Gerona). *Geologie en Mijnbouw*, 118-122.
- M.O.P.U. (1985).- Estudio Hidrogeológico del área de Banyoles entre los ríos Ter y Fluvià. Dir. General de Obras Hidr. (Plan Hidrológico del Pirineo Oriental (Informe inédito).
- MUÑOZ, J.A.; MARTINEZ, A. y VERGES, J. (1986).- Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *J. Struc. Geol.*, 8 (3/4), 399-405.
- NAVIDAD, M. y BARNOLAS, A. (1988).- El vulcanismo ordovícico del área de las Catalánides. In "Paleovolcanismo no macizo Hespérico peninsular", X reunión de Xeol. Min. do NO Pen., Lab. Xeol. Laxe, pp. 27-29.
- NAVIDAD, M. y BARNOLAS, A. (1991).- El magmatismo (Ortoneis y volcanismo del Ordovícico superior) del Paleozoico de los Catalánides. *Bol. Geológico y Minero*, 102 (2), pp. 187-202.
- OLIVERA, C.; RIERA, A. y ROCA, A. (1992).- Study of the 1427 Earthquakes in Catalonia. Proceedings XXII General Assembly European Seismological Commission, pp. 327-331. Barcelona

- ORTI, F. y ROSELL, L. (1990).- La sedimentación evaporítica del Luteciense marino en la Cuenca Surpirenaica Catalana. En: F. ORTI y J.M. SALVANY Eds.: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante*. E.N.R.E.S.A., pp. 81-88.
- PALLI, L. (1972).- Estratigrafía del Paleogeno del Empordà y zonas limítrofes. Publ. de Geologia, Univ. Autònoma de Barcelona, nº 1, 338 pp.
- PALLI, L.; ROSELL, J. y OBRADOR, A. (1972).- Interpretación sedimentológica y paleogeográfica del nivel de areniscas eocénicas de Sarrià de Ter (Prov. de Gerona). *Acta Geol. Hispanica*, 7, 4, pp. 109-112.
- PALLI, L. y TRILLA, J. (1979).- Morfogénesis del valle de Sant Miquel de Campmajor. *Acta Geol. Hispànica*, 14: 451-456.
- 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. *Spec. Publs. I.A.S.*, 8, pp. 229-246.
- PUSCHMANN, H. (1968).- La série paléozoïque du massif du Montseny (Catalogne, Espagne du Nord-Est). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 266: 657-659.
- REGUANT, S. (1967).- El Eoceno marino de Vic (Barcelona). *Mem. del I.G.M.E.*, 67, 330 p.
- RIBA, O. (1975).- Geotermismo de la zona volcánica de Olot. Nota preliminar sobre posibilidades geotérmicas. *Bol. Geol. y Min.*, 6: 45-62.
- RIOS, J.M.; ALMELA, A. y GARRIDO, J. (1943).- Contribución al conocimiento de la zona subpirenaica catalana. 1ª parte: Observaciones geológicas sobre el borde sur de los Pirineos orientales. *Bol. Geol. y Min. de España*, 56, pp. 337-389.
- RIOS, J.M. y MASACHS, V. (1953).- Memoria y Hoja geológica nº 295 (Banyoles) del Mapa Geológico de España E 1/50.000, 1ª serie, I.G.M.E., Madrid
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1916).- Rocas de la garganta del Ter entre El Pasteral y Susqueda. *Mem. R. Acad. Ciencias y Artes de Barcelona*, XIII, 45-60.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1917).- Estudios sobre las rocas de la garganta del Ter. *Arxius de l'Inst. de Ciències*. IV, 5.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1936).- Estudio de las rocas eruptivas de España. *Mem. Acad. Ciencias Exac. Físicas y Nat. Madrid*, VI, 660 p.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. y MARCET-RIBA, J. (1926).- Región volcánica de Olot. Guía exc. C-4, XIV Congr. Geol. Int., Madrid, 100 p.

- SANZ, M. (1981).- El sistema hidrogeològic de Banyoles - La Garrotxa. Tesis doctoral. Universidad Autònoma de Barcelona.
- SANZ, M.; BACH, J. y TRILLA, J. (1982).- Aplicación del oxígeno-18 al sistema kárstico de Banyoles-La Garrotxa (Gerona). Reunión monográfica sobre el karst de Larra, p. 243-255. Isaba (Navarra).
- SCHAUB, H. (1981).- Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène. Taxinomie, phylogénèse et biostratigraphie. *Mém. suisses de Paléont.*, 104-105-106, 236 p. y Atlas.
- SERRA-KIEL, J. (1984).- Estudi dels *Nummulites* del grup de *N. perforatus* (Montfort) (Conques aquitana, catalana i balear). *Treballs de la Institució Catalana d'Història Natural*, 11, 244 p.
- S.G.C. (1984-1991).- Butlletí Sismològic. Generalitat de Catalunya, D.P.T.O.P., Secretaria General, Servei Geològic.
- SOLÉ SABARIS, L. (1958).- Geografia de Catalunya. Ed. Aedos, vol I, 665 p.
- SOLÉ SABARIS, L. (1962).- Observaciones sobre la edad del volcanismo gerundense. *Mem. R. Acad. Cienc. y Artes de Barcelona*, 34: 359-372.
- SOLÉ SUGRAÑES, L. (1978).- Alineaciones y fracturas en el sistema catalán según las imágenes LANSAT-1. *Tecniterrae*, 22: 6-16.
- TOMAS, L. (1918).- Els minerals de Catalunya. *Treballs de la Inst. Catal. d'Hist. Nat.*, 129-357.
- TOURNON, J. (1968).- Le volcanisme de la province de Gerona. These 3ème Cycle, Univ. de Paris, 120 p.
- TOURNON, J. (1969).- Les roches basaltiques de la province de Gerone (Espagne) basanites à leucite et basanites à analcime. *Bull. Soc. française de Minéral. et de Cristallographie*, 92, pp. 376-382.
- VAN DER SIJF, J. (1951).- Petrography and Geology of Montseny-Guilleries. Uitgeverij Excelsior, S-Gravenhage.
- VIA, L. (1966).- Aportación paleontológica a la síntesis estratigráfica y cronoestratigráfica del Eoceno marino de Cataluña. Actas del quinto Congr. inter. de estudios pirenaicos, pp. 3-58, Zaragoza.
- VIA, L. (1969).- Crustaceos decápodos del Eoceno español. *Pirineos*, 91-94, 479 p.
- VIDAL, L.M. (1883).- Edad de las capas de "Bulimus gerundensis". *Mem. Real Acad. Cienc. y Art. Barcelona*, 2, 1, pp. 343-360.

- VIDAL, L.M. (1908).- Investigaciones de hidrología subterránea en la comarca de Bañolas. *Mem. de la Real Acad. de Ciencias y Artes de Barcelona*, 3ª ép., VII, 5, 19 p.
- VIDAL, L.M. (1886).- Reseña geológica y minera de la Provincia de Gerona. *Bol. Comisión del Mapa Geológico de España*, 13, pp. 209-284 y 291-380. Madrid.
- VIDAL-PARDAL, M. (1954a).- La alimentación subterránea del lago de Bañolas. *Revista de Obras Públicas*, nº 2869, Mayo 1954, 223-227.
- VIDAL-PARDAL, M. (1954b).- Los yesos de la comarca de Bañolas (Gerona). *Min. Obr. Publ., Jef. Sond. Cim. e Inf. Geol., Bol.* nº 1, 26-28. Madrid
- VIDAL-PARDAL, M. (1957a).- L'alimentation souterraine du lac de Bañolas et quelques reinseignements quant au sédiments lacustres de leurs abords. INQUA, V Congr. Int., Rés. de comm., 192, Madrid-Barcelona.
- VIDAL-PARDAL, M. (1957b).- Informe acerca del estudio realizado mediante sondeos, reconocimientos geológicos y ensayos con fluoresceína en las comarcas de San Miguel de Campmajor, Bañolas y Crespiá, con vistas al aprovechamiento de aguas de la cuenca del río Fluviá, en la provincia de Gerona. Jefatura de Sondeos, Cimentaciones e Informes Geológicos, M.O.P. (informe interno), Madrid.
- VIDAL-PARDAL, M. (1959).- El bloque del borde del Ampurdán en la zona de Bañolas. *Est. Geol.*, XV, 391-392.
- VIDAL-PARDAL, M. (1960).- La alimentación subterránea del lago de Bañolas y algunos datos de los depósitos lacustres de sus inmediaciones. *Min. Obr. Publ., Serv. Geológico, Bol.*, 7, 23-40, Madrid.
- VILADEVALL, M. (1978).- Estudio petrológico y estructural de las rocas metamórficas y graníticas del sector N.Oriental del Macizo del Montseny. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona (resumen).
- VILLAS, E.; DURÁN, H. y JULVERT, M. (1987).- The Upper Ordovician Clastic Sequence of the Catalan Coastal Ranges and its Brachiopod Fauna. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 174, 1, pp. 55-74.
- VITRAC-MICHARD, A. y ALLÈGRE, J. (1975).-  $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{235}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}$ , Systematics on Pyrenean Basement. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 51, 205-212.
- WASHINGTON, H.S. (1907).- The Catalan Volcanoes and their rocks. *American Journal of Science*, 24, 217-242.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA