



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

El Paleógeno continental anterior a la transgresión biartziense (Eoceno medio) entre los ríos Gaia y Ripoll

Pedro Anadón Monzón



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- Compartiqual 4.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - Compartiqual 4.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-ShareAlike 4.0. Spain License.**

UNIVERSIDAD DE BARCELONA

FACULTAD DE GEOLOGIA

DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFIA

Y

GEOLOGIA HISTORICA



" EL PALEOGENO CONTINENTAL ANTERIOR A LA TRANSGRESION
BIARTZIENSE (EOCENO MEDIO) ENTRE LOS RIOS GAIA Y
RIPOLL (Provincias de Tarragona y Barcelona)"

POR

Pedro ANADON MONZON

Barcelona, Marzo de 1978

CUB
Am2

R.1454



2.3.- ZONA DE MONTSERRAT- SANT LLORENC DEL MUNT.

En el apartado 2.1. de este capítulo se analizan someramente los criterios empleados en la delimitación y definición de las unidades litoestratigráficas. Las distinguidas en el área de Montserrat se hallan en la figura 5 y se han diferenciado a partir de los perfiles mostrados en la lámina II. En los apartados siguientes son descritas en profundidad.

2.3.1.- EL SUSTRATO.

Cuando las condiciones tectónicas lo permiten puede observarse que la base de la serie paleógena se apoya sobre los materiales triásicos de la Cordillera Prelitoral. En el contacto, si el sustrato es calcáreo se puede observar generalmente que está afectado por una intensa actividad cariante producida por Microcodium. La serie triásica, que se apoya sobre los materiales paleozoicos, y a veces sobre el granito, en este sector se caracteriza por estar integrada por las típicas facies mediterráneas: Buntsandstein, constituido por conglomerados de base, (pudiendo faltar localmente), areniscas y lutitas rojas eventualmente con yesos; Muschelkalk inferior: dolomías y calizas; Muschelkalk medio: Areniscas y lutitas rojas predominantemente, a veces con yesos, y Muschelkalk superior constituido por calizas y dolomías. En Collbató y en la Riera de Sant Jaume, sobre las calizas y dolomías del Muschelkalk superior, que no alcanza los grandes espesores del área de Igualada aparecen unos cuantos metros de dolomías y carníolas amarillentas y margas grises, amarillentas y rojizas en facies que recuerdan a las del Keuper. Desde Matadepera hasta el río Ripoll los materiales paleógenos se asientan sobre el Muschelkalk superior erosionado, que aparece aquí con unos pocos metros de potencia (unos 15 metros en la cantera de Can Prat, en las proximidades de Can Torres, Matadepera).

El Buntsandstein se asienta en discordancia sobre los materiales paleozoicos más o menos metamorfizados, y a veces sobre el granito (zona de Caldes-Castellar del Vallés). Los materiales paleozoicos están constituidos por pizarras más o menos arenosas, algunas sericíticas, y por rocas metamórficas en zonas cercanas a los granitos: cornubianita, anfíbolitas, micacitas. Los granitos son de tipo alcalino y existen granodioritas (ROSELL et alt. 1975).

2.3.2.- FORMACION MEDIONA

En el área de Montserrat-Sant Llorenç del Munt, y formando la base de la serie paleógena en este sector, aflora ampliamente la Fm. Mediona, definida en el apartado 2.2.3. Se extiende en una estrecha franja adosada a la Cordillera Prelitoral desde Collbató hasta más allá de Castellar del Vallés, únicamente interrumpida por los cabalgamientos de la Cordillera prelitoral. Aun cuando presenta unas características similares a las del área de Igualada, posee unas diferenciaciones sedimentológicas de detalle algo diferentes.

Antecedentes.

Aun cuando esta Formación no ha sido diferenciada como tal hasta la fecha, de antiguo es conocida la presencia en la zona de Collbató-Castellar del Vallés de lo que diversos autores han denominado "Garumniense" y "nivel de Bulimus", en la base de la serie terciaria. (ALMERA, 1968; ELIAS, 1921; LLOPIS y MASACHS, 1943; ALVARADO et al. 1947; PLAZIAT, 1968, 1973; ESTEBAN, 1972a; entre otros. ANADON y MARZO (1975 lo denominan unidad litoestratigráfica informal A₁).

Descripciones locales.

Como perfil de referencia para esta zona, se describe someramente la parte correspondiente a la Fm. Mediona del perfil de La Puda (LP, lám. II y Fig. 102).

Facies: Muschelkalk superior, calizas grises, brechoides, con *Microcodium* corroyendo-las parcialmente. Algunos prismas aparecen silicificados parcialmente. Aspecto de calizas dedolomitizadas.

- 1 m.- Costra calcárea con *Microcodium*. Presenta silicificaciones incipientes.
- 0,35 m.- Lutitas rojo oscuro con nódulos carbonatados milimétricos.
- 4,5 m.- Caliche noduloso-pisolítico rojo. Se diferencian masas más cementadas de hasta 30 cms. de diámetro, en las que generalmente se distinguen nódulos de 1 a 3 cms. de diámetro constituidos por caliche pisolítico. La parte alta del nivel es muy compacta, y se distinguen zonas rubulares verticalizadas de 1 m. de alto y 10 a 20 cms. de ancho con los nódulos poco cementados, entre masas cementadas que conservan vestigios de nódulos.
- 0,5 m.- Caliche muy compacto que posee zonas de lutitas rojas sin encalichar. La parte superior contiene más zonas lutíticas. Este nivel ha proporcionado gasterópodos buliniformes.
- 2 m.- Lutitas arenosas, areniscas de grano muy fino lutíticas rojas.
- 0,8 m.- Lutitas calcáreas rojas con zonas verticalizadas nodulares más carbonatadas de color rojo claro y grisáceo.
- 1,5 m.- Caliche noduloso pisolítico de color rojo claro, con escasa matriz lutítica, algunos nódulos alcanzan hasta 5 cms. de diámetro, en general son irregulares, pero algunos aparecen alargados verticalmente. En el techo aumenta la separación entre nódulos y matriz y se encuentra *Vidaliella gerundensis* y otros gasterópodos.
- 1,5 m.- Alternancia de limolitas y areniscas de grano fino, rojas carbonatadas, muy bioturbadas; poseen manchas de color blanco más carbonatadas. Algunos burrows poseen color verde y aureola de decoloración en las limolitas adyacentes.
- 1,2 m.- Areniscas de grano fino muy bioturbadas rojas, contacto inferior erosivo, presentan algún resto de ripples e hiladas lutíticas.
- 4 m.- Areniscas de grano muy fino a limolitas, rojas, alternando con areniscas de grano fino a medio en bancos de 10 a 30 cms. Niveles y bioturbados, con burrows decolorados. Restos de laminación horizontal en los niveles arenosos y contactos graduales entre los niveles arenosos y los limolíticos.
- 2,2 m.- Limolitas arenosas rojas con manchas verdosas correspondientes a burrows o raíces, presentan algunas intercalaciones arenosas decimétricas. En la parte alta del nivel aparece algún nódulo calcáreo.
- 4,5 m.- Franco constituido fundamentalmente por areniscas rojas de grano fino a medio en bancos de 0,3 a 1 m. que alternan con limolitas en bancos de 10 a 40 cms. Los niveles arenosos están muy bioturbados, pero poseen restos de ripples y en algún caso niveles de cantos blandos en la base de los bancos.
- 1,5 m.- Lutitas rojas y verdosas abigarradas, poco coherentes.
- 2,3 m.- Lutitas encalichadas, con disposición columnar en zonas más o menos compactas y carbonatadas nodulosas. En las zonas menos carbonatadas se individualizan nódulos calcáreos de hasta 1 cm. Hacia el techo mayor cantidad de nódulos y aumenta la compacidad y la pisolitización.
- 0,5 m.- Lutitas arenosas con abundantes burrows verticales en el techo del nivel.
- 7,4 m.- Franco constituido por una alternancia de niveles de areniscas y lutitas rojas. Las lutitas, en niveles de 0,4 a 0,9 m. de potencia y poseen numerosos burrows verticales. Las areniscas, de grano fino a medio, y en niveles de 0,6 a 1,3 m. de potencia, a menudo poseen hiladas lutíticas y ripples. El contacto inferior suele ser erosivo, y poseen cantos blandos rojos en la base de algunos niveles, así como gránulos de cuarzo y guijarros finos de materiales pisolíticos. Poseen burrows verticales que atraviesan casi por completo dichos niveles.
- 0,4 m.- Lutitas rojas poco coherentes.
- 1,5 m.- Areniscas de grano fino con concreciones calcáreas aisladas poco desarrolladas centimétricas verticalizadas, que aumentan hacia el techo. Hay burrows y moldes de raíces.

- 2,2 m.- Limolitas rojas con parches verdes verticales, algo arcuosas, contactos graduales rápidos.
 - 1 m.- Areniscas de grano fino muy lutíticas con manchas circulares verdosas. Hiladas lutíticas intercaladas. Nivel muy bioturbado.
 - 2,5 m.- Lutitas rojas poco coherentes en la base y más compactas hacia el techo, donde se presentan manchas verdosas verticalizadas muy abundantes, hasta casi constituir todo el nivel.
 - 4,5 m.- Cubierto, en la parte alta lutitas rojo vinoso con manchas más oscuras ferruginosas.
 - 10 m.- Tramo lutítico con numerosos niveles de paleosuelos. Ver descripción detallada posterior.
- Techo: Brechas de cantos calcáreos y dolomíticos de la Fm. Cairat.

En Collbató (lám. II-CO), la Fm. Mediona está constituida por unos pocos metros de lutitas rojas con caliches. Sobre los que aparecen unas areniscas con niveles de conglomerados que poseen cantos de caliches pisolíticos y cubiertas algales milimétricas, que constituya allí la base de las areniscas de la Salud, no estando presente en dicho corte la Fm. Cairat.

En la Font de Les Brunetes (Lám. II-FB) sobre los niveles basales con caliches, aparece un tramo de areniscas y lutitas rojas con algún nivel de caliche, al que se le superpone un potente tramo cubierto, sobre el que yacen lutitas con niveles de paleosuelos bajo la Fm. Cairat.

En Sant Salvador, únicamente afloran los niveles basales, estando los demás tramos cubiertos. En las cercanías del Molinot, los materiales de la Fm. Mediona están fuertemente tectonizados, apareciendo no obstante los niveles de caliches pisolíticos basales y el tramo de areniscas y lutitas rojas alternantes.

En la Riera de Sant Jaume (Lám. II-SJ), las características de la Fm. Mediona, son similares a las del perfil LP. Los niveles basales presentan una mayor complejidad, y están presentes un nivel de paleosuelos en posición idéntica al del perfil de La Puda. El tramo cubierto podría corresponder al tramo fundamentalmente arenoso rojo del perfil de La Puda.

En Matadepera (Fig. 102, CT), la Fm. Mediona es muy poco potente, el tramo de caliches basales está bien desarrollado, y sobre él yacen las brechas de la Fm. Cairat. En la zona de Castellar del Vallés sobre los niveles basales, aparecen lentejones de conglomerados (brechas) en la parte alta de la Fm. Mediona.

Extensión. Variaciones de potencia. Límites.

En el área de Collbató-Castellar del Vallés, la Fm. Mediona posee un desarrollo irregular. Aflora a lo largo del borde de la cuenca del Ebro, interrumpida por los cabalgamientos de la Cordillera Prelitoral. Su potencia varía enormemente, en muchos casos debido quizá a laminación tectónica. Los mayores espesores observados corresponden a las zonas de La Puda, Font de les Brunetes, Riera de Sant Jaume y Sant Feliu del Recó. Los mínimos a la zona de Collbató y Matadepera. Posee siempre, en esta zona, un tramo inferior de caliches y ostras calcáreas con Microcalium, que a veces es el único representante de la formación.

Su límite inferior lo constituye los materiales triásicos sobre los que se apoya, y su límite superior la Fm. Cairat, excepto en Collbató, donde las Areniscas de la Salud yacen directamente sobre los materiales de la Fm. Mediona. Hacia el W queda interrumpida por el cabalgamiento de la zona de Els Brucs y hacia el E. de la zona estudiada continua constituyendo la formación basal de los materiales paleógenos de la Cuenca del Ebro (Guanta, El Farell, Sant Sebastia de Montmajor, Riells, Montmany, etc.).

Características sedimentológicas.

Presenta unas características muy semejantes a las del área de Igualada. En este apartado se profundiza en los aspectos diferentes, mientras que aquellos que presentan gran semejanza en ambos sectores y ya han sido estudiados en el apartado 2.2.3, serán únicamente mencionados o bien tratados someramente. La Fm. Mediona en este sector está fundamentalmente caracterizada por presentar una corrosión más o menos intensa del basamento calcáreo por Microcodium, el gran desarrollo de paleosuelos y la presencia de niveles arenosos y conglomeráticos. Como en el caso del área de Igualada, los minerales de arcilla que constituyen la fracción inferior a 2 μ de las lutitas de esta formación pertenecen al grupo de las Illitas, estando presente en alguna muestra trazas de Caolinita.

El basamento. Microcodium. Como en el área de Igualada, en esta zona, cuando los materiales basales paleógenos se asientan directamente sobre un sustrato calcáreo (a menudo calizas dedolomitizadas), se observa la presencia de Microcodium corroyendo dicho sustrato calcáreo (Fig. 103) con la característica ya señalada en el sector de Igualada. La corrosión no es tan intensa en general como la observada en el área de La Llacuna, posiblemente sea debido a la ausencia en este sector del importante aparato cárstico que está instalado en las calizas del Keuper superior de aquella zona. Muy a menudo (Fig. 102) se observa en relación con este sustrato corroído la presencia de costras calcáreas con Microcodium en los niveles basales.

Los niveles de paleosuelos. Como en el área de Igualada, en el seno de la Fm. Mediona en el área de Collbató-Castellar del Vallés, se han localizado diversos niveles de paleosuelos, la mayor parte de los cuales debe encuadrarse en la categoría de caliches. En esta zona, los caliches se localizan preferentemente en los niveles basales, mientras que los paleosuelos hidromorfos se localizan en los niveles más altos de la formación.

Los caliches basales. En esta zona, ESTEBAN, 1972a, señala por primera vez la presencia de caliche fósil en la base del "Corte de La Puda"*. En esta zona se han distinguido varios perfiles y tipos de caliche, que a continuación se detallan:

- Costras calcáreas con Microcodium. Presentan el aspecto y características ya señaladas en el área de Igualada, no obstante, merece la pena añadir ciertas observaciones: Las costras calcáreas con Microcodium generalmente se encuentran en la base de la serie paleógena, sobre el sustrato más o menos corroído por Microcodium, pero no siempre (Fig. 102, perfil SS nivel c, perfil SJ niveles f,g); parecen no obstante relacionados con sustratos duros (en el perfil SJ por ejemplo se instalan sobre conglomerados). Presentan gran cantidad de silix, a veces vetas de varios centímetros de espesor que generalmente son más o menos paralelas a la estratificación, en el interior de estas vetas de silix, aparece frecuentemente Microcodium silicificado. Los niveles de costra, a veces aparecen relacionados con otros materiales de origen difícil de ex-

* En este trabajo el "Corte de La Puda" (ESTEBAN 1972a), ha sido denominado como de Can Estruch, debido a la mayor precisión geográfica, ya que se ha empleado el nombre de perfil de La Puda para uno confeccionado en las cercanías de dicho balneario.

plicar como el nivel de dolomias bolares con silix del perfil SJ (Fig. 102, perfil SJ nivel e). Las texturas observadas en estas costras son idénticas a las de las costras de la zona de Igualada. Se observa una fábrica principal de micrita densa, oscura, a menudo grumosa, acanalada y rara vez pisolítica. Los "canales", de diverso espesor, aparecen relacionados a veces con Microcodium. Este organismo, además corroe la costra en numerosas ocasiones. Por último parece haber afectado a estas costras una silicificación, afectando tanto a la propia costra como a Microcodium. Esta silicificación parece a menudo especialmente concentrada a lo largo de los canales de la costra.

Así pues las características de las costras calcáreas con Microcodium son las siguientes:

- Presentan gran espesor (hasta 3 metros)
- Son muy compactas, con aspecto de caliza y un contenido en carbonato por encima del 80%.
- Poseen color gris a pardo y rara vez tienen tintes rojizos.
- Pueden presentar laminación altamente clara y oscura. Generalmente las láminas son anastomosadas y rara vez son estrictamente paralelas. Se advierte una estrecha relación con Microcodium.
- Presencia de Microcodium corroyendo la costra y además como componente de la misma, en un claro proceso polifásico de calichificación-corrosión.
- Presentan texturas micríticas, grumosas acanaladas y rara vez pisolíticas.
- A veces presentan estructuras de brechación.
- No presentan un perfil inferior semejante al desarrollado sobre materiales blandos (limos, margas), sino que está relacionados con sustratos de calizas o conglomerados calcáreos.

- Otros tipos de caliches: Además de las costras calcáreas con Microcodium, es de destacar en la Fm. Mediona en este área la presencia de caliches desarrollados sobre materiales "blandos" y niveles de pisolitos de caliche. Los caliches desarrollados sobre materiales "blandos" no son exclusivos de los niveles basales de la Fm. Mediona, pero en ellos están muy representados, apareciendo diversos litotipos y perfiles de caliche.

A continuación se describen diversos tipos de caliche en estos niveles basales:

Tipo I: En sección pulida se caracteriza por una calichificación difusa, en la que el carbonato se concentra en forma de manchas irregulares de color más claro que el resto del material (lutitas o areniscas rojas). Se manifiesta asimismo por una mayor compacidad de estas zonas. Las manchas suelen ser de tamaño muy diverso, y rara vez se observan en el campo. En lámina delgada se observa que hay parches y canaliculos de esparita (crystallaria), y granos de micrita. A veces se observa corrosión en algún grano de cuarzo. Corresponderían a un estadio muy inicial de calichificación (Fig. 104).

Tipo II: El caliche aparece en forma de nódulos de color más claro que el material adyacente, de tamaño variable, desde menos de un milímetro a unos pocos centímetros, dispersos en una masa lutítica o arenosa roja (Fig. 105). En general aumentan en número y tamaño hacia el techo del nivel donde se encuentran. Según diversos autores corresponderían a un estadio inicial de calichificación.

Tipo III: Los nódulos de caliche, aparecen aquí muy apretados, formando mayor parte del material del nivel donde se encuentran. Estos nódulos unas veces son de tamaño mayor que los del tipo II y se presentan principalmente de dos formas: como nódulos verticalizados más o menos apretados, que pueden llegar a unirse, dejando "chimeneas" sin calichificar (Fig. 106) o bien como nódulos de gran tamaño sin elongación vertical manifiesta (Fig. 102, CT nivel e). La primera forma, ha sido denominada honeycomb calcrete por NETTERBERG (1967 en GOUDIE, 1975). En algún caso (nivel a, CT, fig. 102), aparecen colonias de Microcodium en estos nódulos. A veces entre estos nódulos mayores se encuentran en el material adyacente, nódulos similares a los del tipo II. Otras veces son nódulos de pequeño tamaño pero muy apretados, constituyendo la mayor parte de la litología del nivel.

El material adyacente suele tener un color rojo oscuro, en contraste con el de los nódulos que suele ser rojo claro o blancuzco rosado.

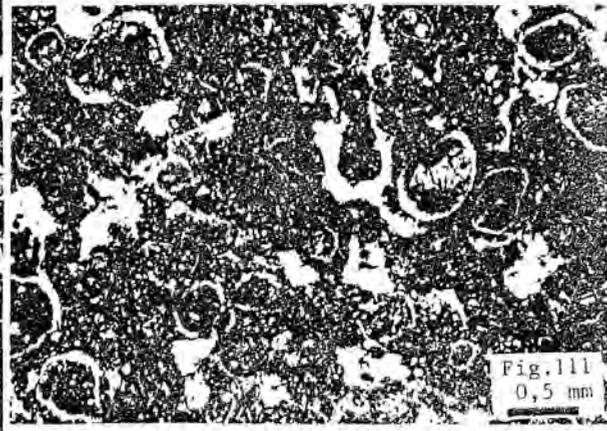
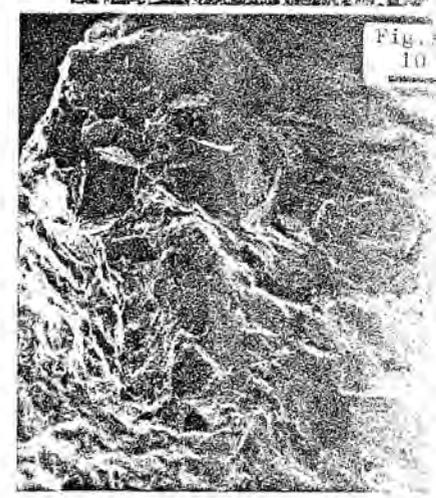
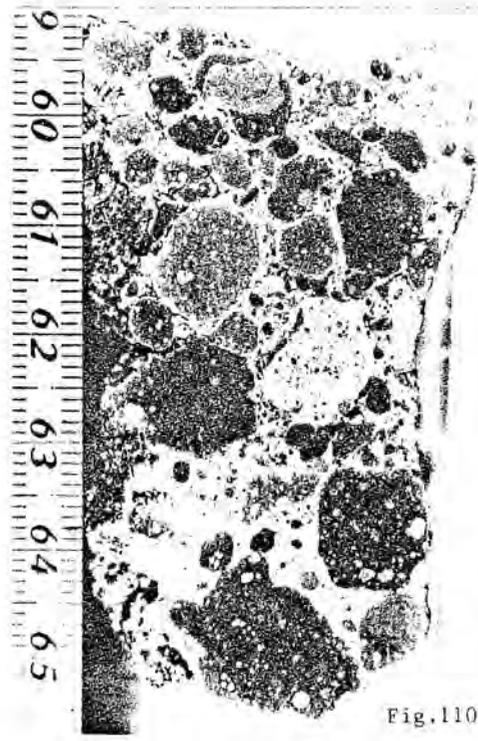
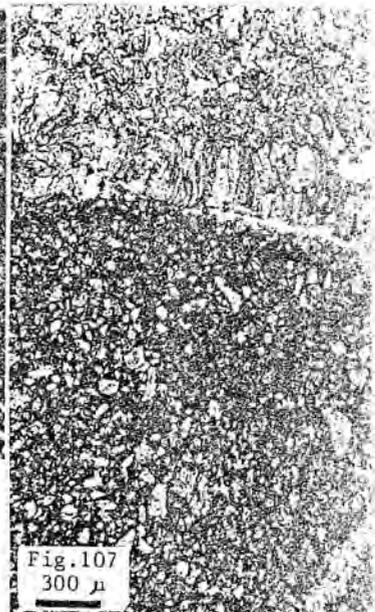
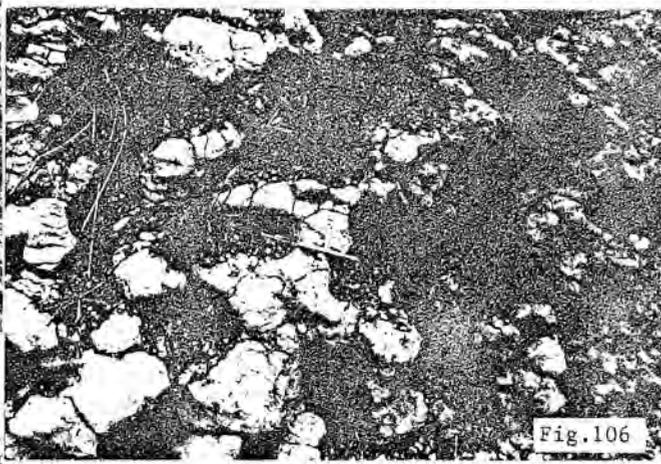
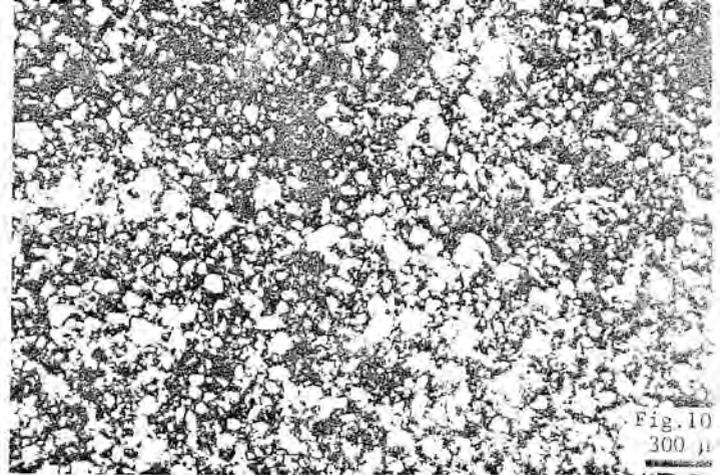
La textura de los nódulos de caliche (tanto del tipo II como del III), suele ser muy variada, en parte dependiendo del material original (Lutitas arenosas más o menos carbonatadas debido a la gran cantidad de fragmentos detríticos de Microcodium, areniscas más o menos lutíticas, etc.), y en parte a las complejas texturas de caliche. En general se caracterizan por fábricas de micrita moteada y/o acanalada, con canalillos y parches de microsparita y esparita a fábricas microsparíticas con raros parches de micrita acanalada. Estas texturas son muy semejantes a las de las costras calcáreas con Microcodium. En algunas preparaciones microscópicas se ha observado indicios de pisolitización en algunos granos de micrita. En muchos niveles la textura micrítica contiene abundantísimos restos de prismas de Microcodium (Fig. 107). Los cuarzos detríticos en los nódulos aparecen en general corroidos ligeramente. Se ha observado asimismo "circumgranular cracking" abundante en estos materiales. A veces en estos nódulos mayores se observan otros de menor tamaño, constituidos por material similar al resto del nódulo mayor, pero de color más claro y en cuya parte externa aparece un film de calcita en empalizada.

Tipo IV: Nódulos masivos. Generalmente poseen una textura pisolítica. El caliche de este tipo, aparece en nódulos más o menos esferoidales de pocos centímetros de diámetro y bordes netos que están en contacto unos con otros con escasa matriz (Fig. 108) y que en ocasiones queda englobados dentro de masas de aspecto de macronódulos de tamaño mayor (Fig. 109), (más de 30 cms. de diámetro). En algún caso se han encontrado nódulos de óxido de Fe en estos materiales. En algunos niveles se observa una disposición verticalizada de estos macronódulos, más o menos apretada, en las que quedan unas "chimeneas" con nódulos individualizados centimétricos (Fig. 109). TRUC (1975) señala materiales muy semejantes a los descritos aquí, aunque en su descripción emplea una nomenclatura pedológica.

En sección pulida y lámina delgada este tipo de caliche aparece casi exclusivamente formada por pisolitos pequeños, del orden de pocos milímetros, a veces formando parte de pisolitos (nódulos) mayores (Fig. 110). En algún caso además aparece textura de micrita acanalada y moteada y textura alveolar en la que los pisolitos quedan aislados. Algunas envueltas de pisolitos son ro-

FORMACION MEDIONA

- Fig.- 103.- Caliza del Muschelkalk superior corroída por Microcodium en colonias laminares. Cantera de Can Prat. Matadepera.
- Fig.- 104.- Calichificación incipiente (caliche de tipo I) en arenisca lútica. El carbonato cálcico se concentra en las zonas de aspecto más oscuro. Lámina delgada. Muestra CE 8.
- Fig.- 105.- Caliche de tipo II. Pequeños nódulos carbonatados centimétricos Corte de La Puda.
- Fig.- 106.- Aspecto de un nivel de caliche noduloso del tipo III (honey-comb calcrete) Las zonas san calichificar poseen forma de chimenea. Cercanías de Collbató.
- Fig.- 107.- Nódulo de caliche (tipo III) con abundantísimos fragmentos de Microcodium y corroído por colonias laminares de dicho organismo. Lámina delgada. Muestra CT 5.
- Fig.- 108.- Nivel de nódulos masivos con escasa matriz (caliche de tipo IV) Riera de Sant Jaume.
- Fig.- 109.- Masas macronodulares y entre ellas nódulos centimétricos. Caliche de tipo IV, corte de La Puda.
- Fig.- 110.- Sección pulida de un caliche de tipo IV con nódulos pisolíticos, a menudo polifásicos. Muestra SJ 18.
- Fig.- 111.- Aspecto de un nódulo de tipo IV. Obsérvese el abundante circumgranular-cracking desarrollado alrededor de grumos fundamentalmente micríticos. Lámina delgada. Muestra LP 3.
- Fig.- 113.- Pisolito de caliche de los niveles de Can Estruch. La laminación alternante clara y oscura obedece a la presencia de bandas más o menos ricas en Microcodium. El núcleo está constituido por un fragmento de costra calcárea con Microcodium. Sección pulida.
- Fig.- 115.- Moldes de romboedros de calcita en el seno de lutitas. Nivel de paleosuelos del Tunel del Cairat. Muestra TE 4, atacada con ácido clorídrico diluido. Visión al Microscopio electrónico de barrido



jas. Los pisolitos aparecen formados por láminas de micrita de color más o menos claro y alguna de microsparita. Debe tenerse en cuenta la posibilidad de que las texturas pisolíticas provengan de zonas con abundante "circum granular cracking" (fig. 111). A veces, hay granos de micrita que encierran Microcodium (b) que poseen una envuelta de microsparita, formando la masa de los nódulos.

En algún caso se aprecia una antigua textura pisolítica sobre la que se ha desarrollado una microsparitización, preferentemente en canales, que difumina la textura inicial; externamente este material toma un aspecto de costra masiva micrítica.

La génesis de este tipo de caliche debe haber sido muy compleja con un origen polifásico de los recubrimientos pisolíticos, sin rechazar la posibilidad de que en algún momento se haya producido remoción mecánica de estos materiales y lavado de matriz no encalichada.

Tipo V: Niveles pisolíticos. ESTEBAN (1972a) describe uno de estos niveles en el corte de Can Estruch. Este autor manifiesta la dificultad aparente en atribuirlo a un caliche fósil. La Figura 112 muestra un corte efectuado en dichos niveles. Este tipo aparece constituido enteramente por pisolitos de caliche aislados (Fig. 113), de gran tamaño (hasta 10 cms.). Los pisolitos constan de un núcleo que en general es de material de costra (a veces de color negrozco). Las envueltas están muy desarrolladas y están formadas por numerosas láminas delgadas de micrita rojiza y blancuzca, anastomosadas. Es frecuente encontrar Microcodium en algunas láminas blancas, creciendo hacia el núcleo del pisolito. En algún caso se observa que se han incorporado pequeños granos de cuarzo en las láminas. Las texturas de las láminas recuerdan la de las costras calcáreas laminadas con Microcodium. Estos niveles pisolíticos, pueden haber sufrido en algún caso un nuevo episodio de calichificación con formación de masas compactas de aspecto de costra en cuyo interior se aprecia pisolitos y cantos con envueltas pisolíticas. La costra está formada por micrita densa en la que abundan colonias de Microcodium b más o menos recristalizado y/o microsparitizado.

Los Perfiles de caliche. La Fig. 102 muestra diversos cortes efectuados en los niveles de caliches basales. Su observación muestra la complejidad de estos niveles y la dificultad de establecer un modelo de perfil de caliche para los niveles basales paleógenos.

- a) Las costras calcáreas con Microcodium, como ya se ha mencionado con anterioridad presentan unos perfiles típicos en los que, cuando ha quedado sin calichificar completamente, se observa en la parte inferior restos de sustrato (caliza, conglomerado), intensamente corroído por microcodium, caliche conglomerático (ESTEBAN, 1974), en una zona media, costras con restos de sustrato sin calichificar y en la parte superior la típica costra calcárea con Microcodium, generalmente con vetas de sílex.
- b) Respecto a los caliches desarrollados sobre materiales blandos, han sido numerosos los autores que han presentado perfiles ideales muy semejantes entre ellos: GILE et al. (1966); RUELLAN (1971); NETTERBERG (1967 en GOUDIE 1975); ESTEBAN (1974); STEEL (1974), REEVES (1970), NAGTEGAAL (1969), HUBERT (1977), etc...

En general todos estos autores coinciden en suponer un tramo inferior de calichificación difusa, unos tramos de nódulos que aumentan de tamaño, número, hacia el techo, y unos tramos más compactos laminados y/o pisolíticos. Son pocos los niveles de caliches basales (Fig. 102) que presentan este tipo de perfil. En cambio abundan los niveles del tipo IV aquí definido. En éstos, las características de los nódulos (disórticos, WIEDER y YAALON, 1974; en GOUDIE 1975) las texturas microspépicas y el hecho de tener contactos inferiores netos y las características de los niveles donde se encuentra, hace pensar en un material edáfico que ha sufrido una evolución polifásica, con superposición de fenómenos y desarrollo de un perfil de caliche (macronódulos) sobre un material previamente removido y en algún caso quizá con cierta etapa de transporte.

c) Los niveles pisolíticos: Como ejemplo de perfil de caliche pisolítico del tipo V se describe el perfil de Can Estruch (Fig. 112).

- 1 - Sustrato de dolomías grises en estratificación fina que en la parte superior del nivel aparecen brechadas.
- 2 - 0,7 m. Brechas de dolomía y silix, algunos cantos con patina roja, cementadas por *Microcodium* y a veces con Lutitas rojo oscuras que hacia la parte superior del nivel evoluciona a una brecha de cantos pequeños de diverso tamaño y litología variada: pisolitos, fragmentos de costra calcárea con *Microcodium*, fragmentos de dolomía del sustrato y de colonias de *Microcodium* con envuelta micrítica. En lámina delgada se observan estos materiales (a veces encostrados) cementados por esparita, posiblemente por recristalización de microsparita.
- 3 - 1,5 m. (variable). Nivel enteramente constituido por pisolitos de muchas envueltas.

El paso del nivel 2 al 3 es gradual. Las brechas de dolomía y costra se cubren de algunas láminas pisolíticas, hasta constituir un nivel enteramente formado por pisolitos de muchas envueltas. Parece observarse un cierto aumento del tamaño de los pisolitos hacia el techo del nivel, aun cuando no es muy aparente. No se han apreciado elongaciones geopetales. La matriz está constituida por otros pisolitos mucho menores. Algún pisolito aparece fragmentado. Los nucleos están constituidos en su mayor parte por fragmentos de costra. En el techo de este nivel ESTEBAN (1972) cita la presencia de *Vidaliella gerundensis*. Lateralmente se observa alguna zona en que los pisolitos están encostrados. A veces se encuentra como núcleo de alguno de los pisolitos individualizados un fragmento de costra con pisolitos.

- 4 - 2 m. Lutitas calcáreas rojas que en la parte superior poseen pisolitos como los del nivel 3 aislados. En la parte inferior es más bien un caliche de nódulos apretados constituidos por pisolitos pequeños y granos micríticos (tipo IV).
- 5 - 1,2 m. Lutitas muy arenosas areniscas de grano fino lutíticas, con calichificación progresiva desde la base al techo del nivel. En este material aparecen unas zonas más calcáreas y gruesas con pequeños canalillos esparíticos.
- 6 - 1,2 m. Lutitas arenosas rojas con nivelillos de areniscas de grano muy fino. Nivel muy bioturbado y que presenta zonas con calichificación incipiente.
- 7 - 1,2 m. Arenisca de grano fino a muy fino, roja con manchas blancas verticalizadas. Calichificación incipiente en parches de tamaño centimétrico y color más claro. Estas zonas son más compactas, menos porosas y más carbonatadas.
- 8 - Nivel de nódulos apretados (tipo IV) con *Vidaliella gerundensis*, y ciclostómidos.

Niveles con pisolitos de caliche de estas características, se encuentran en el corte de la Font de Les Brunetes (Fig. 102 FB, tramo d) y, fuera del área objeto de este estudio (datos propios), en la base del Paleógeno del flanco sur del anticlinal de Calanda. La interpretación de estos niveles, así como su origen no es fácil. Parecen tener relación con niveles de sustrato brechado, brechas con alguna envuelta pisolítica y con costras calcáreas con *Microcodium*. La continuidad de las láminas de las envueltas pisolíticas, su espesor, presencia de pisolitos fragmentados y el hecho de encontrarse generalmente en niveles donde constituyen el total de la masa sin otro material encajante, no hay "polygonal fitting" ni orientación geopetal, hace pensar en algún mecanismo de rotación. READ (1974) describe unos niveles muy semejantes en sus características (grandes pisolitos, hasta 25 cms.) a los que se trata aquí, y señala que el proceso de formación de pisolitos parece ligado, en su caso, a la rotación de partículas en el suelo ligado al "creep" del mismo, esgrimiendo varias razones para ello. En el perfil de READ, el horizonte pisolítico ocupa la parte superior del perfil, inmediatamente por encima de un nivel de costra (calcrete)

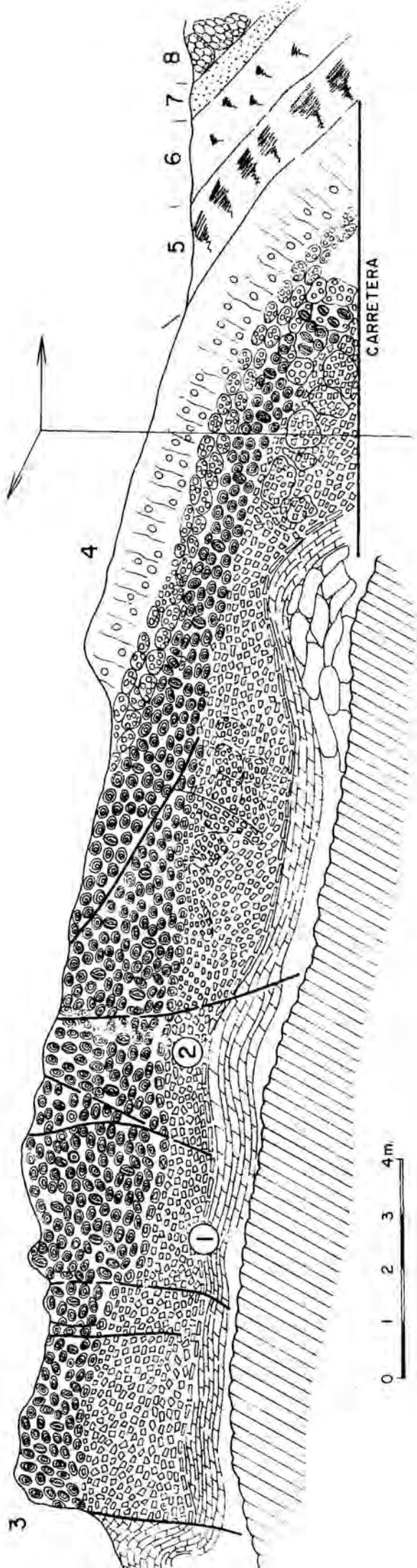


Fig.112 Los niveles de pisalitos de caliche de Can Estruch.
 (Explicación en el texto)

laminada. Pisolitos muy semejantes a los aquí descritos, han sido citados por TRUC (1975) en el Paleógeno del SE de Francia. Asimismo se encuentran pisolitos y "ooides" de caliche muy semejantes a los descritos entre El Alquíán y La Cañada y en Carboneras en la provincia de Almería (ESTEBAN comunicación personal), en formaciones de edad post-Mesiniense.

Una característica importante de la mayoría de niveles de caliche de la Fm. Mediona es la presencia de Microcodium en ellos. En las costras calcáreas, procedentes del desarrollo de caliches en sustratos "duros", se encuentran predominantemente las típicas colonias de Microcodium, que han sido denominadas como tipo a por ESTEBAN (1972b), mientras que en los pisolitos de caliche, y caliches desarrollados en materiales "blandos" aparecen colonias y prismas de Microcodium, de menor tamaño (Microcodium b, ESTEBAN, 1972b). Este autor, presenta un modelo petrogenético para explicar la diferencia de tamaño de ambos tipos, basado fundamentalmente en asignar a Microcodium b el papel de formas inmaduras o bien originadas en ambientes con defecto relativo de carbonato cálcico y relativamente ricas en materia orgánica. Las formas (a) se originan principalmente en zonas de sustrato litificado (caliza, costra, etc.), pobres en materia orgánica (ESTEBAN comunicación personal).

Resumiendo las observaciones efectuadas, el mecanismo genético de los diferentes perfiles de caliche de la formación Mediona que se propone es el siguiente:

- Sobre sustrato duro (calizas más o menos fracturadas, conglomerados de cantos calcáreos), se instala Microcodium, como parte integrante de un estadio inicial de pedogénesis, corroyendo los cantos y las calizas llegando en algún caso a dar a éstas un aspecto brechoide. Si la evolución continúa, empiezan a aparecer las texturas típicas de caliche en un material endurecido, de aspecto de costra calcárea en la que todavía pueden apreciarse fragmentos del material primitivo y de colonias variantes de Microcodium. En un estadio de evolución muy avanzado, se puede alcanzar la desaparición total de los restos del material original. Microcodium polifásico.
- Sobre sustrato "blando", el mecanismo es similar al descrito por numerosos autores que se han ocupado del tema, y sumariado en ESTEBAN (1974). Los tipos I, II y III aquí distinguidos, corresponderían a estadios evolutivos dentro del desarrollo de un perfil típico normal de caliche (con el tipo I bajo el tipo II y éste bajo el tipo III). En algún caso, y como fase muy avanzada se puede desarrollar en la parte superior un nivel de costra calcárea. El tipo IV, parece haberse formado a expensas de materiales de los tipos anteriores, que quizá han sufrido etapas de lavado intenso, teniendo en cuenta la posibilidad de remoción de los mismos.
- Los niveles de pisolitos de caliche, parecen relacionados con costras calcáreas, en cuya formación quizá debe ligarse a algún mecanismo de rotación de las partículas en el suelo o sobre él. Actualmente no se poseen más datos sobre estos pisolitos de caliche, que en ocasiones (READ, 1974) pueden alcanzar hasta 25 cms. de diámetro.

Materiales asociados. La Fig. 102 muestra que asociados a los caliches, se encuentran niveles de dolomías con sílex y calizas con carófitas. Las dolomías con sílex del perfil SJ poseen un aspecto bolar macroscópico con elementos de gran tamaño. En la parte inferior aparecen manchas de marmorización y entre las "bolas" se encuentran bolsadas de lutitas rojas tapizadas de Microcodium. En algún punto aparecen restos de granos y cantos de dolomía. En la parte superior las bolsadas de lutitas rojas son sustituidas primero por lutitas grises y en la parte alta por sílex. Se aprecia que hay una variación en las texturas dentro del tramo dolomítico. Los análisis de rayos X (difracción) efectuados en varias muestras señalan que este tramo está constituido mineralógicamente por dolomita, estando presentes trazas de calcita y clorita y abundando el cuarzo.

La génesis de estos niveles no parece fácil de dilucidar. La presencia de manchas de marmorización en la parte basal del tramo el aspecto "terrígeno" de la dolomita sobre todo más aparente en los niveles inferiores, y el aspecto macrobolar, podrían sugerir una posible alteración edáfica de niveles dolomíticos ya formados ya sea por acumulación terrígena y/o formación de charcas en ambientes con alta relación Mg/Ca, como serían de esperar de áreas fuente de materiales de tipo Keuper (Materiales atribuibles a facies Keuper se encuentran como sustrato de esta localidad). Las opiniones expresadas anteriormente deben tomarse únicamente como hipótesis de trabajo.

Las calizas con carofitas del perfil CT (Fig. 102) constituyen un nivel de 0,5 m. que yace sobre una costra calcárea con Microcodium. Estas calizas se presentan en estratificación lenticular-brechoide, entre cuyos bloques, que tienen forma más o menos de estrato, se encuentra lutita roja. La superficie de los bloques tiene el aspecto de haber sido corroída por Microcodium, que posteriormente haya sido redissuelto. Las lutitas poseen colonias de Microcodium, lomérulos silíceos esféricos y alguno de cristalitas de calcita, con diámetros entre 0,5 y 1,5 mm., además de granos de cuarzo (alguno idiomorfo, y otros muy rodados) y mica. La caliza, es una biomicrita (wackestone) con carófitas (oogonios y tallos, Fig. 114), y ostrácodos que presenta zonas con recristalización, pasando a masas esparíticas-microsparíticas irregulares, sustituyendo las texturas anteriores. Los oogonios y algunos ostrácodos se encuentran rellenos de esparita. Parecen haber moldes de evaporitas rellenos de calcita; en alguna zona hay cierta silicificación. Algunos oogonios están aplastados, lo mismo ocurre con algunos ostrácodos y tallos de carófitas. A veces la micrita aparece con un aspecto grumoso o peltoide. En las zonas recristalizadas la esparita es algo más oscura y posee variación en los tamaños de grano. La historia genética de este nivel, es compleja, y se propone la siguiente: deposición del fango calcáreo en una cubeta lacustre, a la que siguió una etapa de litificación y posiblemente una exposición subaérea en la que se instala Microcodium corroyendo y aislando bloques en un proceso similar al de formación del caliche conglomerático (ESTEBAN, 1974a). A continuación parece haber existido una etapa de disolución de Microcodium, siendo ocupado su lugar por lutitas rojas.

Otros paleosuelos. En aquellos lugares donde la Fm. Mediona en el área Collbató-Castellar del Vallés, presenta mayor potencia (La Puda, Riera de Sant Jaume), aparecen en la parte superior, unos niveles de paleosuelos, que por sus características deben incluirse entre los paleosuelos hidromorfos (*)

En el corte de La Puda, estos niveles están muy bien representados. La Fig. 114 bis muestra un perfil detallado efectuado en dichos niveles junto a la boca Sur del Túnel de la carretera, en el Cairat. La descripción de los diferentes tramos en que ha sido dividido el nivel se da a continuación. Se ha señalado entre paréntesis el color según la tabla de MUNSELL, y el contenido en carbonato

(*) En este trabajo únicamente se describen estos niveles, desde un punto de vista macroscópico y "geológico". En un futuro próximo se piensa emprender un estudio más profundo sobre estos niveles. Así pues, aquí es más conveniente emplear una terminología geológica de campo en las descripciones, dejando para un trabajo posterior la descripción micromorfológica de estos paleosuelos.

Niveles de paleosuelos hidromorfos de la boca sur del Tunel de "El Cairat"

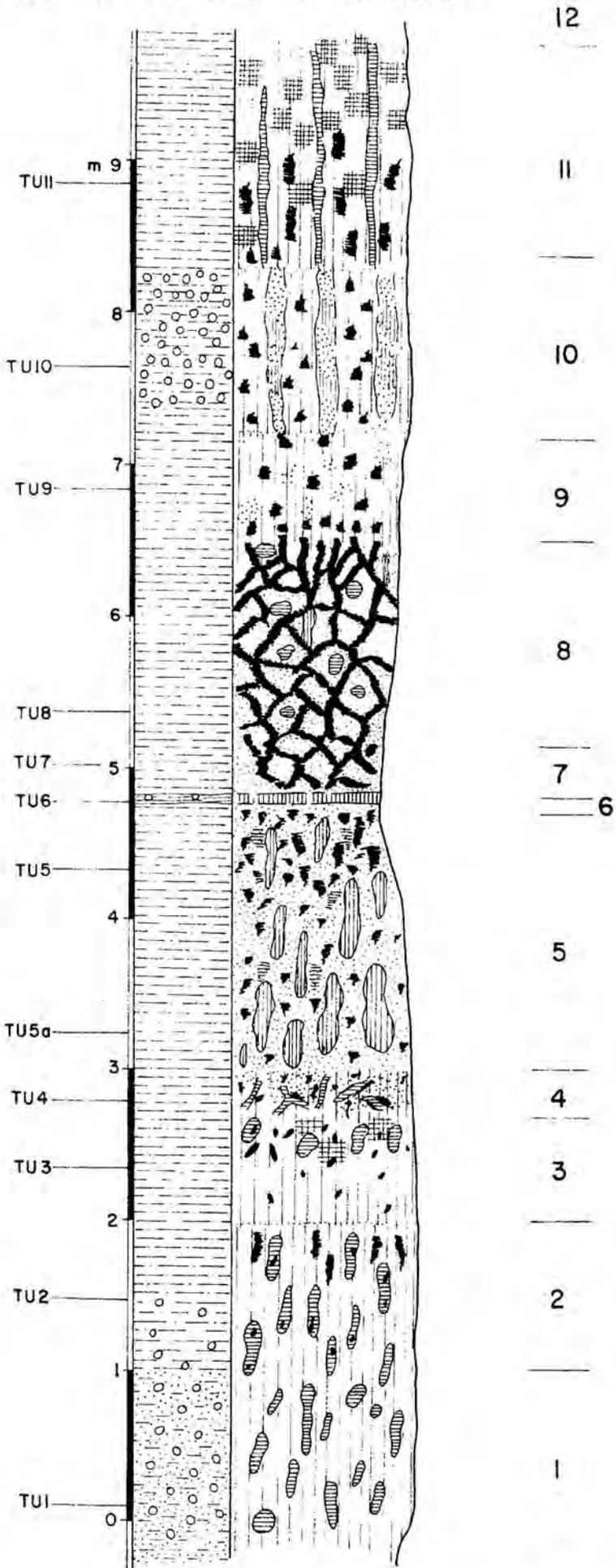


Fig.114 bis

Ver leyenda en fig.48

- 1) 1 m.- Lutita muy arenosa pardo rojiza (10R 4/6) moderadamente carbonatada (33,3 % CaCO₃). Abundantísimos nodulitos calcáreos rosa-grisáceos a pardo oscuros (76,17 %), de varios milímetros de tamaño, que van perdiendo número hacia el techo. Parches esferoidales de color rojo negruzco (5R 2/2) de orden milimétrico, que aumentan en número hacia el techo. Parches verdosos pálidos (10G 8/2) poco carbonatados (7,9 %) verticalizados; alguno, aislado, esférico. Compacidad alta en las zonas pardo rojizas; en las zonas verdosas muy poca.
- 2) 1 m. aprox. Lutitas pardo rojizas (3C %) (10R 5/4 - 4/6) poco arenosas, con manchas milimétricas esferoidales de color rojo negruzco (5R 2/2) (30 %) que son algo mayores que en el nivel 1, pero más aisladas. Ha disminuido la cantidad de nodulitos carbonatados, que además, son más pequeños. Están presentes parches irregulares más o menos extendidos y grandes, a menudo verticalizados de color verde pálido (17 %) (10G 8/2), que a veces poseen manchas milimétricas de color naranja amarillento. Entre las manchas rojo negruzcas milimétricas se observa un entramado reticular de lutita verde pálido, a veces naranja amarillento. Hacia el techo del nivel se observan parches verticalizados naranja amarillentos.
- 3) 0,65 m.- Lutita pardo rojiza y roja, moderadamente carbonatada (25,30 % CaCO₃), que progresivamente hacia el techo va pasando a colores rosa anaranjados (10R 7/4), acabando con una hilada rojiza. Hacia el techo, se observa un aumento de las zonas rosáceas y verde pálidas, y aumentan también las manchas (6,3 %) naranja amarillentas (10R 6/6), preferentemente sobre las zonas de color verde pálido (7,9 %). Hay parches más oscuros (rojos negruzcos) en las zonas rojas, más o menos redondeados. A veces color verde pálido en parches a modo de enrejado y/o relleno de burrows (escriotubulos) con líneas alternas de color diferente.
- 4) 0,35 m.- Lutita muy poco arenosa, color rojo moderado (5R 4/6) con burrows de 5 a 10 cm. de ancho. Hay parches más o menos en trama enrejada muy abundantes gris azulados (5B 7/1) y/o verde muy pálido (10G 8/2). Se observan manchas ferruginosas rojo oscuras y parches naranja amarillentos (10YR 6/6), casi siempre ligados más o menos a las zonas gris-verdosas. Hacia el techo tiende a predominar estos colores sobre el rojo, siendo el cambio progresivo. La muestra ATU 4 se parece a ATU 3, pero el moteado rojo y amarillo está más disperso sobre fondo rojo. El contenido en carbonato de ATU 4 es bajo 7,95 %.
- 5) 1,75 m.- Nivel lutítico de color predominantemente gris parduzco claro (5YR 6/1), con aumento de estos colores hacia el techo. En el mismo sentido disminuyen los parches rojos (5R 4/6 - 5/4) hasta casi eliminarse, quedando manchas muy pequeñas verticalizadas pero poco evidentes. Del mismo modo aumentan las manchas naranja amarillentas (10YR 6/6) hasta casi predominar. De este nivel se han tomado dos muestras: ATU 5a correspondiente a la parte basal, es una lutita poco carbonatada, (6,3 %) de color predominantemente gris parduzco claro, con parches rojos irregulares y otros naranja-amarillentos, todos de pequeño tamaño. A veces, los rojos y los amarillos alternan, tomando apariencia de relleno de burrows. También hay parchecillos verde pálidos. ATU 5b es una lutita gris parduzca (4,7 % C) con numerosos parches naranja-amarillentos, y zonas rojas (pocísimas). Al romper, aspecto de siliken - slide. Zonas de color verde claro (5G 7/4). A veces las zonas verdosas terminan como entramado entre las zonas naranja-amarillentas, que son centrocítricas. Nivel poco coherente
- 6) 0,02 m.- Arcillas pardo rojizas (10R 3/4 - 4/6) poco carbonatadas (11,11 %). Poseen pequeños grumos carbonatados blancos, esféricos del orden del milímetro. Nivel muy poco compacto.
- 7) 0,33 m.- Lutitas púrpura-grisáceas (5P 4/2) a rojo grisáceas (5R 4/2) (11,11 %) con churretes de color naranja amarillento (10YR 6/6) (4,7 %) de 1 a 2 cms. de ancho que entretejen una "malla" de 10-15 cms. de diámetro. Los parches naranja amarillentos quedan rodeados aparentemente por zonas de color verde pálido (10G 7/2). Compacidad muy baja.
- 8) 0,8 m.- Lutitas rojo púrpura grisáceo (5RP 4/2) - gris parduzco claro (5YR 6/1), con estructura muy similar al nivel 7, con churretes de color naranja amarillento (10YR 6/6) y verde pálido (10G 8/2) menos abundantes relacionados. Ningún parche rojizo. Hay manchas aisladas del orden del centímetro, esféricas, de color verdoso y núcleo negruzco sobre todo en la parte alta. En general la muestra posee 28,5 % de CaCO₃. Compacidad baja. Hacia el techo aumentan los colores rojizos muy ténues y está más verticalizada. Las zonas amarillas se vuelven micronodulosas (1-2 mm. de diámetro) y con núcleo muy oscuro.
- 9) 0,6 m.- Lutitas pardo rojizas pálidas - rojo pálidas (6,3 %) (10R 5/4 - 5R 6/2) con parches irregulares difusos de color naranja amarillento (23,8 %), alguno ferruginoso oscuro, y zonas gris parduzco claro (1,58 %) (5YR 6/1). Parches gris verdoso claro (5G 8/1). Compacidad media. Es un horizonte de tránsito entre 8 y 10, sin concreciones calcáreas.
- 10) 1,2 m.- Nivel de estructura columnar. Las zonas más compactas, verticalizadas muy continuas poseen de 5 a 10 cms. de ancho, color rojo-pardo rojizo claro (10R 5/4 - 6/2), con zonas más o menos nodulares naranja amarillentas (10YR 6/6) verticalizadas y parches ferruginosos oscuros pequeños verticalizados (10R 4/6 - 3/4) (57 %) pardo rojizos. Hay alguna geoda de calcita (cristalaria) y generalmente su contorno es gris parduzco claro (5YR 6/1). Las zonas menos compactas (2-5 cms. de ancho) son de color gris muy claro a gris parduzco claro (N8-5YR 6/1) y rojo pálido (10R 6/2) (1,5 %). En la zona inferior en las partes más compactas hay numerosas manchas verticalizadas naranja-amarillentas (10YR 6/6) y nodulitos más calcáreos. Hay parches verdosos más o menos esféricos y núcleo negruzco.
- 11) 1,5 m.- Lutitas de color naranja rojizo moderado (10R 6/6) con parches pequeños más oscuros y más ferruginosos pardo rojizo oscuro a moderado (11,109 %) (10R 4/6 - 3/4) y con parches mayores rosa grisáceo-gris muy claro 7,9 % (5R 2/2-N8) con tintes verdosos (verde pálido-muy pálido 10G 8/2 - 5G 7/2). Las zonas de color 10R 6/6 dan un aspecto reticulado dejando en medio los parches más oscuros. En la mitad inferior hay zonas verticalizadas de color naranja rojizo moderado (10R 6/6) y rosa grisáceo (5R 8/2), pardo rojizo (10R 3/4 - 4/6) y naranja amarillento (10R 6/6). La mitad superior posee color pardo rojizo moderado (10R 4/6) con parches en retículo rosa grisáceo (5R 8/2). En los 30 cms. inferiores las manchas (10YR 6/6) están verticalizadas. Se observa también parches verdosos verticalizados con aspecto de raíces de 1 m. de alto por varios cms. de ancho. Compacidad baja.
- 12) Lutitas rojas uniformes.

Estos niveles de paleosuelos, no pertenecen a un perfil edáfico sencillo, sino que posiblemente se encuentran superpuestos hirozontales pertenecientes a etapas diferentes de pedogénesis. Están caracterizados por una redistribución del carbonato (para un mismo nivel), estando este menos concentrado en las manchas de colores grises, rosados, y verdosos. El carbonato, en algunos horizontes (Fig. 115) se encuentra en forma de pequeños romboedros en el seno del material. En otros, en forma de pequeños nódulos milimétricos. Otra característica importante es la diversidad de colores y el abigarramiento en la mayoría de los niveles, probablemente relacionados con redistribución y/o de dispersión. Los nódulos de color naranja amarillento, están constituídos, aparte de las illitas y trazas de caolinita, por gohetita (rayos X), mientras que las zonas de color verdoso y gris, según BUURMAN (1975) deben corresponder a jarosita, producto de la oxidación de la pirita. Las zonas rojo oscuras deben corresponderse con la presencia de hematités.

La redistribución del hierro, es una característica gley de los suelos hidromorfos, debido a cambios en el nivel freático, con oxidaciones y reducciones alternantes. Paleosuelos hidromorfos fósiles con características semejantes a los descritos (sobre todo manchas de marmorización), han sido citados por diversos autores (FREYTET, 1971; ANADON, 1973; BUURMAN, 1975 etc.). En capítulos sucesivos se insistirá sobre este tipo de paleosuelos.

Niveles arenosos y conglomeráticos

La Fm. Mediona, en algunos lugares de este sector, presenta bien desarrollados abundantes niveles de arenisca y, en algún caso, de conglomerados.

Los niveles de arenisca, presentan generalmente una base erosiva y una potencia de hasta 1,5 m., siendo bastante extensos a escala del afloramiento. Muchos se presentan dispuestos en secuencias granodecrecientes, encontrándose en la base de las mismas gránulos, y pebbles finos de cuarzo y de caléches basales (en ocasiones cantos blandos), cuando no están bioturbados (Fig. 116) se observa estratificación cruzada de tipo trough y laminación paralela y ripple. El contacto superior suele ser gradual y lutitas rojas. En algún caso aparecen burrows verticales atravesando todo un nivel arenoso, evidenciando una rápida deposición, posiblemente en un solo episodio. Estos niveles de arenisca deben corresponder a depósitos de canales fluviales, de los que dados los afloramientos observados, pocos datos genéticos pueden obtenerse. En algún caso se ha observado cicatrices lutíticas generalmente paralelas a la base del canal. Tanto los niveles arenosos como los conglomeráticos suelen presentarse en la parte media y superior de la formación. Los conglomerados se encuentran en canales de escasa relación anchura altura, localizándose preferentemente en la parte Este del área estudiada. Los componentes principales de los granos de las areniscas son cuarzo, caliza dolomia micríticas y carbonatos cristalinos. En general los granos de carbonatos superan en porcentaje a los de cuarzo, por lo que estas areniscas deberían denominarse calcareníticas.

Contenido paleobiológico. Edad.

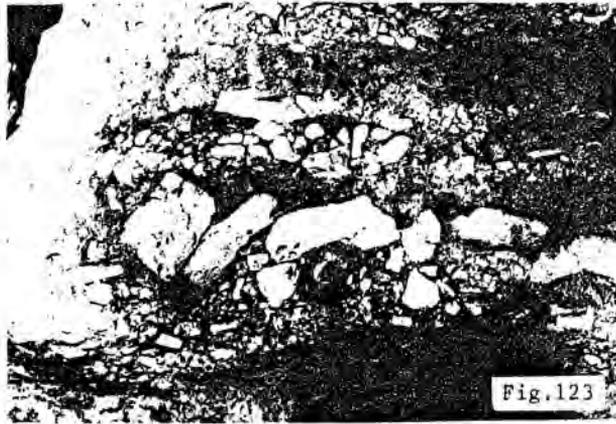
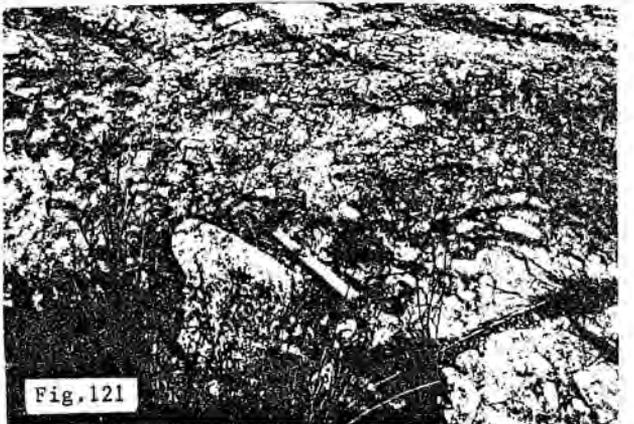
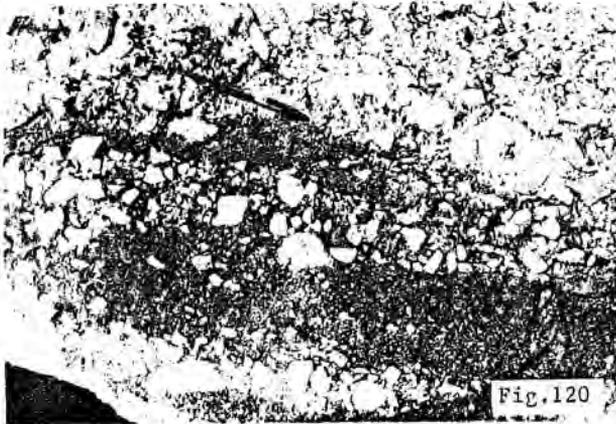
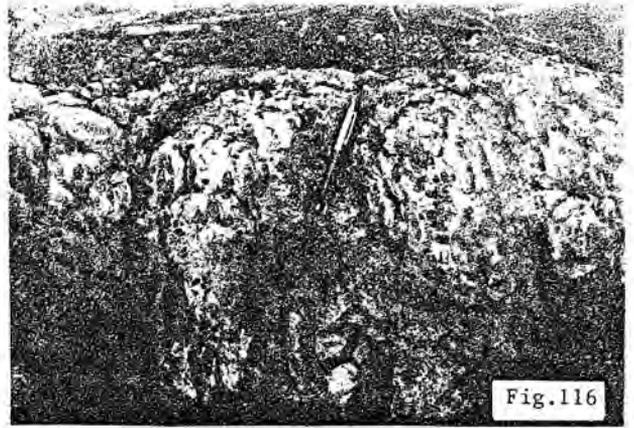
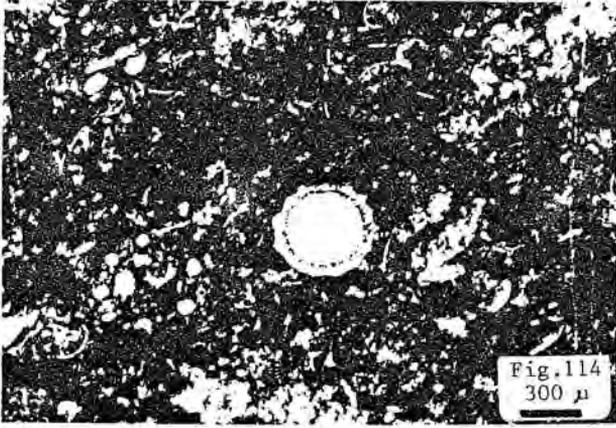
Han sido muy escasas las especies fósiles encontradas en niveles de esta formación. A parte del abundante gasterópodo Vidaliella gerundensis (VIDAL) que caracteriza los niveles más bajos de esta formación, cabe mencionar la presencia de helícidos (ESTEBAN 1972) y ciclostómidos. Algunos niveles de calizas presentan carófitas, ostrácodos y gasterópodos lacustres. En vista de la determinación de las corofitas, se empleó un método de ataque químico para su aislamiento y posterior estudio, que no ha dado resultados positivos, pues los ejemplares extraídos no presentaban un estado de conservación adecuado.

FORMACION MEDIONA

- Fig.- 114.- Caliza con carófitas, (oogonios y tallos). Niveles de la cantera de Can Prat, asociadas a caliches y costras basales de esta formación. Muestra CT 4. Lámina delgada.
- Fig.- 116.- Intensa bioturbación en un nivel de ~~arenisca~~ arenisca. Corte de La Puda.

FORMACION CAIRAT

- Fig.- 118.- Calichificación intensa en los tramos lutíticos (niveles del martillo) y brechoides. Carcanías de Sant Feliu del Racó.
- Fig.- 119.- Depósitos de debris flow. Nivel de brechas con escasa matriz. Algunos cantos se presentan en posición vertical. El Cairat.
- Fig.- 120.- Niveles correspondientes a depósitos de debris flow- mud flow Riera de Sant Jaume.
- Fig.- 121.- Encalichamiento en los niveles de granulometría más fina. Obsérvese el tamaño del canto de dolomía del nivel basal. Sant Feliu del Racó.
- Fig.-123.- Depósitos de debris flow. Obsérvese cierta tendencia, en bastantes cantos, a la posición horizontal y la diferencia con la fig. 119. Riera de Sant Jaume.
- Fig.- 124.- Niveles de caliche del tipo III desarrollado en depósitos de mud flow, decapitados (a la altura del martillo).



La caracterización de la edad de los niveles con Vidaliella gerundensis, presenta algunos problemas, dado que no se sabe con certeza absoluta el rango cronoestratigráfico de dicho fósil, no obstante por los datos obtenidos en el área de Igualada y teniendo en cuenta a PLAZIAT (1973), parece ser que la edad suministrada por este fósil sería Thanetiense-Ilerdiense inferior.

La edad de esta formación queda pues imprecisa, pero probablemente, y teniendo en cuenta la posición de los niveles con Vidaliella gerundensis en el seno de la misma, podría representar parte del Thanetiense (Thanetiense superior) y parte, o todo, el Ilerdiense.

Consideraciones ambientales y paleogeográficas.

Los datos deducibles sobre los medios sedimentarios en los que tuvo lugar la deposición de los materiales de esta formación son relativamente pocos. La intensa calichificación que han sufrido muchos de sus niveles oculta las características deposicionales originales. La existencia de depósitos de canal y de desbordamiento queda manifiesta en varios lugares, así pudiéndose deducir de qué tipo de canales se trata, dadas las condiciones de afloramiento y la intensa bioturbación de estos depósitos. Los materiales de esta formación se depositaron en un ambiente de llanura aluvial o bajada, en un clima semi-árido como parece deducirse de la intensa calichificación que se observa en muchos niveles. Localmente se desarrollarían charcas con deposición de fangos carbonatados y en algunas zonas más expuestas a oscilaciones del nivel freático y probablemente relacionadas con abanicos aluviales se desarrollarían paleosuelos hidromorfos. Determinados niveles, sobre todo en la parte oriental de la zona estudiada están muy relacionados con depósitos de abanicos aluviales.

Esta formación presenta unas connotaciones paleogeográficas importantes. Aflo- ra en el área estudiada en la zona de Igualada, área de Montserrat, y se prolonga hacia el NE y N. (COLOMBO et al., 1974). No obstante, tramos con similar posición estratigráfica y con litología similar que contienen Vidaliella gerundensis han sido citados en otras áreas de la Cuenca del Ebro, y aun fuera de ella (CANEROT, 1974; CANEROT et al., 1975; VILLENA et al., 1973; PLAZIAT, 1973). En el apartado III-2 se analizan las relaciones entre la Fm. Mediona, en las diversas áreas, y el "Nivel de Bulimus", así como el significado de éste.

2.3.3.- FORMACION BRECHAS DEL CAIRAT

Definición y descripción.

La Fm. Brechas del Cairat está caracterizada fundamentalmente por una sucesión de niveles conglomeráticos de cantos angulosos (brechas) que alternan con niveles fundamentalmente lutítico-arenosos rojos, en los que suelen predominar los primeros. Los conglomerados suelen estar constituidos por cantos de gran tamaño (hasta bloques), observándose generalmente una evolución vertical en la composición de los mismos en un perfil estratigráfico dado, así como en el color de la matriz. Existe gran profusión de fenómenos de calichificación en toda la formación.

La Fm. Cairat no había sido definida hasta la actualidad. Algunos autores (ALMELA y LLOPIS 1974; ROSELL et al. (1975)) la engloban dentro de los numerosos tramos conglomeráticos del Paleógeno del área. ANADON y MARZO (1975), diferencian esta unidad, señalando las principales características sedimentológicas (Unidad litoestratigráfica informal A₂).

La Fm. Cairat toma su nombre de la presa de igual denominación que se encuentra en el río Llobregat, en las cercanías de La Puda. Como sección tipo se describe a continuación el perfil del Cairat (Fig. 117 y lám. II).

Yacente: Niveles lutíticos con paleosuelos hidromorfos de la Fm. Mediona.

- a) 20 m.- Tramo constituido por una alternancia de niveles conglomeráticos y niveles lutítico-arenosos rojo anaranjados, poco potentes, con predominio ligero de los primeros. Los cantos están fundamentalmente constituidos por dolomías, calizas y alguno de caliches pisolíticos de la Fm. Mediona. Los niveles lutítico-arenosos aparecen en su mayor parte calichificados y con cantos "flotando".
 - b) 0,6 m.- Nivel lutítico arenoso de color rojo vinoso con algún canto calcáreo disperso.
 - c) 10 m.- Tramo en el que predominan los niveles conglomeráticos sobre los lutítico-arenosos con los que alternan, y cuyos cantos poseen una litología similar al tramo a. En el techo se presenta un nivel fuertemente encostrado.
 - d) 4,5 m.- Tramo predominantemente lutítico-arenoso rojo, con algún nivel lenticular de unos 30 cms. de cantos pequeños muy dispersos.
 - e) 4,5 m.- Tramo con ligera predominancia de los niveles lutítico-arenosos sobre los conglomeráticos. Estos poseen cantos muy heterométricos angulosos. Es un nivel de transición entre d y f.
 - f) 39 m.- Tramo en que predominan los niveles conglomeráticos sobre los lutítico-arenosos. Los primeros presentan numerosas acañalamientos y lentejones con buena selección, a menudo localizados en niveles muy mal seleccionados. Estos presentan potencias de 0,1 a 1 m. Existe cierta calichificación en los niveles de lutitas arenosas y en los techos de los conglomeráticos. Los cantos, que pueden alcanzar hasta 60 cms. son en su mayoría calcáreo-dolomíticos, algunos de arenisca roja y muy escasos de materiales pisolíticos. Los cantos de arenisca empiezan a aparecer en la parte inferior del tramo. En la parte superior de este tramo los niveles conglomeráticos son muy poco potentes.
- Techo: Fm. La Salut. Arenisca de grano muy fino - lutitas rojas, con nichos de cantos "flotando" e hiladas discontinuas de cantos. Aparecen como masivas y sin estructura de ningún tipo. Poseen algún parche verdoso de sección circular, verticalizado, centimétrico.

Sección de referencia. La Riera de Sant Jaume, permite obtener un corte de calidad de la Fm. Cairat.

- Yacente: Semicubierto. Fm. Mediona niveles de lutita con marmorización que en la parte alta presentan hiladas de cantos de caliza y dolomía, caliches y costras.
- 3,2 m.- Brechas muy heterométricas. Se pueden apreciar varios nivelillos de lutitas rojas con cantos. Estos son muy angulosos, están mal seleccionados, y son de calizas, dolomías, caliches y costras. Están presentes cantos de arenisca (casi el 1%), alguno llega a alcanzar hasta 40 cms.
 - 4,7 m.- Alternancia de niveles de brechas del orden de 1 m. de potencia con niveles de lutitas-areniscas muy finas del orden de 0,5 m. de potencia. En los niveles de brechas se aprecian hiladas con más o menos matriz. Los niveles lutíticos presentan calichificación. Color rojo anaranjado.
 - 7,2 m.- Varios niveles alternantes de brechas con mayor o menor cantidad de matriz lutítica y lutitas, a menudo encalichados, y con cantos "flotando". El último nivel está constituido por 1,5 m. de brechas heterométricas con zonas de más o menos contenido lutítico y cantos de hasta 50 cms. de diámetro.
 - 2,1 m.- Lutitas con dos perfiles de caliche (fig.). El inferior presenta nodulos verticalizados muy aparentes, que pierden abundancia hacia la base, pero se prolongan en todo el nivel. Presentan en su interior una hilada de cantos de hasta 10 cms. de diámetro. El perfil superior pone nodulitos calcáreos más pequeños (1-2 cms. de diámetro) y posee una hilada de grandes cantos "flotando".

- 11,5 m.- Alternancia de niveles de potencia variable (pocos cms. a 2 y 3 metros) lutitas arenosas rojo anaranjado y brechas. En algún caso se aprecia que los niveles de brechas son lenticulares (fig.). Los niveles de lutitas-areniscas aparecen frecuentemente encalichados. A 5,5 m. de la base del tramo se encontró un helcido indeterminable. Ligero aumento del porcentaje de cantos de arenisca.
- 0,5 m.- Areniscas lutíticas sin estructura aparente, mal seleccionada con gránulos flotando de calizas y dolomía, angulosos a subredondeados. A partir de este nivel inclusive, los niveles lutítico arenosos presentan color rojo víjoso, mientras que hasta éste presentaban color rojo anaranjado.
- 10,3 m.- Alternancia de niveles de brechas con cantos de hasta 60 cms. y areniscas de grano muy fino - lutitas en capas de 20 cms. a 2 m. Frecuente encalichamiento tanto en los niveles de brecha como en los de lutitas-areniscas. En el techo el nivel lutítico aparece frecuentemente encalichado, con aspecto de costra calcárea con textura de micrita moteada y acanalada y restos de colonias de *Microcodium*.
- 34,2 m.- Semicubierto alternancia de niveles de brechas y lutitas-areniscas encalichadas. Niveles adyacentes al flanco de hornigón de la Kiera de Sant Jaume.
- 6,3 m.- Brechas con hiladas más lutíticas y niveles de lutitas muy encalichadas altamente. La parte alta del tramo es muy lutítica, y muchos cantos son de caliches pisolíticos.
- 6 m.- Cubierto.
- 4,5 m.- Lutitas-areniscas y niveles de brechas alternantes. Estas suelen ser poco potentes y no sobrepasan de 0,5 m. Parches blancuzco-verdosos (*murrows?*).
- 9,25 m.- Tramo constituido por una alternancia de niveles lutítico-arenosos más o menos encalichados y niveles de brechas de cantos de hasta 50 cms. Los últimos metros poseen cantos más pequeños y llega a aparecer algún canto de pizarra.
- 7,5 m.- Tramo fundamentalmente lutítico-arenoso con niveles lenticulares de conglomerados muy poco potentes (5 a 15 cms.) y en hiladas. El espectro litológico de los cantos es 37% cuarzo (procedente del Buntsandstein fundamentalmente), 47% calcáreo dolomíticos, 5% de arenisca roja y 1% de pizarra.
- 4 m.- Cubierto
- Techo: Niveles de arenisca roja sin estructuras aparentes, aspecto masivo y disyunción bolal con hiladas de gránulos y pebbles finos. Niveles basales de la Fm. La Salut.

En la Font de les Brunetes sobre los niveles de lutitas con caliches de tipo III de la Fm. Mediona que en su parte alta presentan canalículos de conglomerados de cantos calcáreo-dolomíticos predominantes, se asientan los niveles alternantes de brechas y lutitas arenosas de la Fm. Cairat. Los cantos en los niveles basales son en su mayoría de costra calcárea, también los hay de dolomía y materiales pisolíticos. En la base se encuentra un nivel de 1,5 m. como mínimo de brechas de cantos muy angulosos y hasta 30 cms. de diámetro, presentando en la base un surco de dirección N40°W. Sobre este nivel basal, se asientan unos 40 m. de facies semejantes a las del Cairat, pero con menor desarrollo de los niveles lutítico-arenosos. En ocasiones aparecen horizontes conglomeráticos bien clasificados y en más rara vez imbricación bastante potente. Sobre este tramo predominantemente de brechas, yace una alternancia de niveles arenosos, en bancos de 1 a 2 m. y lutíticos más potentes constituyendo la base de la Fm. La Salut.

Sant Salvador de les Espases. En esta zona, dadas las condiciones de afloramiento, no se observa el contacto entre la Fm. Mediona y la Fm. Cairat. El nivel basal visible de ésta aparece constituido por 1,5 m. de brechas de cantos de costra en su mayor parte, también se encuentran cantos de dolomía (10%) y alguno de silex. Los cantos poseen un tamaño entre 1 y 20 cms. Las brechas aparecen mal seleccionadas y entre los cantos se encuentra abundante matriz pardo-rojiza lutítico-arenosa algo encalichada. Siguen 7,5 m. de una alternancia de niveles de brechas con abundante matriz lutítico arenosa y lutitas con cantos flotantes. Los niveles de esta alternancia aparecen muy encalichados. Sobre el tramo anterior yacen 2,5 m. de lutitas con dos niveles de calichificación, el más alto, presenta nódulos calcáreos verticalizados. Siguen un tramo de 37,5 m. fundamentalmente constituido por niveles de brechas en banco de hasta 3 m. de potencia, alternando con niveles de lutitas-areniscas a veces encalichadas. Los niveles de brechas poseen cantos de tamaño medio variable desde 1 ó 2 cms. a 30 cms. y hay cantos de hasta 70 cms. de diámetro. En algún caso se observa imbricación que parece indicar procedencia del Este. Los niveles basales de este tramo presentan predominancias de elementos procedentes de los materiales triásicos (calizas y dolomías)

hay algún canto de caliche (10-15%) y alguno rarísimo de arenisca (menos de 1%). Hacia la parte media del tramo hay hasta 10% de arenisca. En los niveles más altos predominan los cantos de caliza y dolomía, y casi no hay cantos de caliches ni areniscas. Se observa un aumento del tamaño de los cantos hacia el techo del tramo, cuyo nivel más alto posee matriz arenosa muy gruesa. Sobre el tramo anterior yacen 4 m. de niveles de lutitas muy arenosas con niveles de hasta 0,5 m. de conglomerados de cantos de tamaño pebble alcanzando alguno 10cm. de diámetro. Este último nivel soporta los niveles basales de la Fm. La Salut.

En el Molinot y Matadepera, a ambos lados del cabalgamiento de Les Pedritxes, la Fm. Cairat aparece muy tectonizada, no pudiéndose obtener observaciones de detalle. En el Molinot, se aprecia una gran abundancia de cantos de pizarra en casi todos los niveles, mientras en Matadepera, los materiales de la Formación parecen poseer una composición semejante a la que se observa en las demás localidades.

En la zona de Sant Feliu del Recó, la Fm. Cairat posee unos 180 m. de potencia, presentándose con sus facies típicas (Fig. 118) y con un progresivo aumento en la proporción de cantos de arenisca. En algunos niveles de brechas se observan cantos de más de 1 m. de diámetro, alguno de ellos de arenisca. Los niveles más altos de la Formación poseen ya más del 25% de cantos de pizarra. En el río Ripoll, sobre la Fm. Cairat, aparece un tramo de canchales conglomeráticos someros y arenas rojas con cantos predominantemente de pizarra (95%), 1% de caliza y el resto de cuarzo filoniano.

Al Este del río Ripoll la Fm. Cairat continúa aflorando con características semejantes a las ya mencionadas. En la zona de Guanta (loc. M-1), los niveles de lutitas-areniscas están muy poco desarrolladas, mientras en Sant Sebastià de Montmajor son potentes y muy abundantes. Los niveles de brechas, a veces poseen grandes bloques. Predominan los cantos de caliza-dolomía, hay cantos de areniscas, excepto hacia la base, donde se encuentran también cantos de costras y caliches pisolíticos. Entre los niveles de brechas, que a veces están encalichados, aparecen niveles de lutitas arenosas, rojas que frecuentemente poseen nódulos de caliche, y a veces llegan a desarrollarse costras. En esta zona el tránsito al tramo superior es muy brusco. En Tres Pins (loc. M-2), sobre el último banco de la Fm. Cairat, que posee más de 30% de cantos de pizarra, se encuentran niveles de arcosas con cantos de esquisto, cuarzo y cuarcita. Los bancos pocos metros por debajo del último de la Fm. Cairat no poseen ningún canto de pizarra.

Extensión areal, variaciones de potencia, límites.

La Fm. Cairat aflora, en el área estudiada, desde las cercanías de Collbató hasta Castellar del Vallés, extendiéndose más allá de esta área por la zona de Guanta, El Farell y Sant Sebastià de Montmajor, a partir de donde empiezan a cambiar ligeramente las características. El afloramiento no es continuo debido a los cabalgamientos de la Cordillera prelitoral. Hacia el centro de la Cuenca del Ebro no debe prolongarse demasiado ya que los sondeos de Castellfullit y Sampedor (Fig. 163) no la cortan. Esta formación presenta notables variaciones de potencia (lám. II) desde unos 40 m. en la Font de les Brumetes, 78,6 en el Cairat, 53 en Sant Salvador, 190 m. en la Riera de Sant Jaume, 180 m. en Castellar del Vallés. En otros lugares es difícil calcular la potencia, dada la intensa tectonización sufrida por esta formación.

En el área estudiada, cuando aflora, posee como límite inferior la Fm. Mediona y como límite superior la Fm. La Salut al Oeste de les Pedritxes, y al Este de esta zona un nivel de brechas de pizarra que al N. de Guanta es sustituido por un nivel arcósico con cantos de esquistos y cuarzo. En la zo-

na Matadepera-Sant Feliu del Recó, sobre las brechas de pizarra (nivel de Can Sabater) yacen los Conglomerados de Sant Llorenç del Munt.

Características sedimentológicas.

Las características de los depósitos que constituyen esta formación, ya entrevistas en la descripción regional y enunciada brevemente en ANADON y MARZO (1975), hacen pensar que estos materiales se depositaron en un ambiente de cono de deyección. Estas características (granulométricas, texturales, estructurales, etc.) son típicas de materiales de conos de deyección con abundantes depósitos de debris flow. En este apartado se pretende analizar con mayor profundidad dichas características así como la distinción de los diferentes tipos de depósitos y su distribución en la formación.

Litotipos - tipos de depósitos. En base a los estudios de campo se ha podido apreciar toda una gradación textural entre materiales de niveles de brechas de cantos predominantemente calcáreo-dolomíticos con escasa matriz y niveles de lutitas generalmente muy arenosas (Fig. 119).

Los materiales que constituyen la matriz en los niveles de brecha o bien que constituyen los tramos "lutítico arenosos", poseen la apariencia en el campo de ser lutitas muy compactas, sobre todo en lo que a los tramos inferiores se refiere, no obstante, en realidad petrográficamente son areniscas muy lutíticas.

Los cantos de los niveles de brechas, muestran una variación en su composición en un perfil estratigráfico dado, aunque siempre hay predominancia de los de naturaleza carbonatada (calizas y dolomías del Triásico, caliches y costras de la Fm. Mediona).

Las características texturales de los depósitos pueden referirse de un modo concreto expresándolas mediante la nomenclatura empleada por WALKER (en HARMS et al. 1975), en relación con estructuras y facies de conglomerados. Así, se han observado niveles de brechas bimodales, con soporte de clastos, niveles de brechas polimodales, variando su textura entre: clastos con soporte de matriz y brechas con soporte de clastos (Fig. 120), y por último, también se han observado niveles de lutita con cantos flotando, más o menos dispersos (Fig. 121), evidentemente con soporte de matriz. La fig. 122 muestra un esquema de los diferentes litotipos que se observan. Estos litotipos obedecen a condiciones genéticas comprendidas entre dos extremos diferentes: depósitos originados por materiales transportados por flujos de agua (water flows) y depósitos de materiales transportados por flujos de elevada viscosidad (debris flow y mud flows).

Depósitos de debris flow: El material ha sido transportado mediante flujos de alta viscosidad en los que las partículas gruesas (cantos) pueden intervenir en proporciones muy variables, pudiendo no estar presentes o aparecer en forma de cantos muy dispersos en el seno de una masa lutítica-arenosa (mud flows). Estos dos últimos casos son muy frecuentes en esta formación. Los depósitos de debris flow presentan generalmente, el aspecto de niveles de brechas polimodales con soporte de cantos o de matriz, mostrando una selección muy pobre. Se ha observado en ocasiones que los cantos elongados aparecen con cierta tendencia a alinearse paralelamente a la estratificación (Fig. 123). En otros casos, aparecen perpendiculares a la misma. Ciertas fábricas recuerdan la imbricación que se encuentra en depósitos de conglomerados transportados por flujos acuosos. Estos detalles, han sido observados por diversos autores (LINDSAY, 1968; FISHER, 1971; ENOS, 1977) e interpretadas como fábricas características de depósitos de fluidos de alta concentración, y relacionadas con los regímenes de flujo. En este sentido puede incluirse como característicos ciertos niveles que muestran una grosera granoselección inversa.

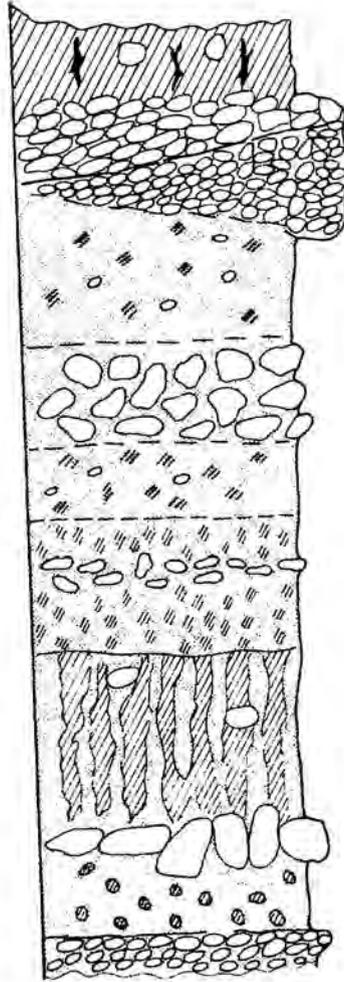


Fig.122 Esquema mostrando las principales características sedimentológicas de la Fm. Cairat.

Por lo general, los cantos de los debris flows se presentan desorganizados.

La potencia de estos depósitos es muy variable, oscilando entre pocos centímetros y niveles de brechas de más de un metro. La potencia en muchos casos es difícil de calcular debido a la intensa calichificación que ha sufrido la mayoría de los niveles de esta formación que, a menudo, impide esclarecer si diferentes episodios son los responsables de un nivel concreto (lutítico o "conglomerático") o por el contrario se ha formado en un solo episodio deposicional.

Los depósitos de debris flows aparecen a la escala del afloramiento como niveles de espesor bastante constante, aunque se han observado algunos lenticulares. Rara vez muestran cicatrices ni relieves erosivos en la base, y generalmente se observa yacen sobre depósitos anteriores mediante superficies planas a escala de afloramiento. En algún caso se ha observado su presencia en canales.

Depósitos de water flows: A este tipo de depósitos deben referirse ciertos niveles de conglomerados que muestran una selección relativamente buena, con organización de hiladas o lentejones de granulometría diferente, separados por contactos más o menos bruscos. La fábrica de estos conglomerados es claramente bimodal con soporte de cantos, apareciendo éstos muy apretados, mostrando algunos niveles infiltración de "lutitas" procedentes del retrabajamiento por depósitos posteriores. Se encuentran en niveles de espesor variable, generalmente inferiores a un metro, que suelen presentarse junto a brechas de debris flow. El contacto inferior es erosivo, con acanalamientos poco profundos y en niveles con gran extensión lateral aunque a menudo presentan forma lenticular. En algún caso se ha observado estratificación cruzada probablemente relacionada con la migración de barras.

Alguno de los niveles de "lutita" arenosa podrían haber tenido un origen de depósitos water laid, pero la calichificación impide confirmarlo. Cabe pensar en toda una transición entre niveles de lutita arenosa originados por flujos de alta viscosidad (mud flows) y niveles originados por deposición a partir de flujos acuosos con escasísima viscosidad.

Los materiales de esta formación presentan unas características comunes independientemente del origen de su depósito: el color rojo y la intensa calichificación que se presenta en muchos niveles.

Los depósitos de abanico aluvial corresponden a materiales muy oxidados (BULL, 1972), por lo que no es de extrañar el color rojo que muestran los niveles de la Fm. Cairat. No obstante, es interesante destacar que los tramos basales de esta formación muestran un color rojo anaranjado o parduzco y el resto muestra un color rojo vinoso. Este cambio de tonalidad podría estar influenciado por factores de herencia, como se verá posteriormente.

Una característica distintiva de esta formación es la intensa cementación y calichificación que han sufrido los diferentes tipos de depósitos, apareciendo muy manifiesta en los tramos lutíticos y en los niveles con cantos "flotando" (Fig. 121). Diversos autores han citado la existencia de fuertes cementaciones y caliches en niveles de abanicos aluviales (BULL, 1972; NATEGAAL, 1969; ROSELL et al. 1976, etc.). Entre los trabajos que se ocupan con cierta profundidad del tema destacan los de GILE et al. (1966), LATTMAN (1973), y JACKA (1974). En el caso que aquí se explica, lo sorprendente es la abundancia de niveles calichificados, pudiendo afirmarse que determinados tramos, sobre todo los inferiores de esta formación, con potencias de decenas de metros muestran señales de calichificación en todos sus niveles.

Niveles de areniscas de la base de la Fm. Cairat (z. occidental)

Aumento del % de cantos de arenisca	Disminución del % de cantos de caliches	Ocasionalmente cantos de cuarzo y pizarra	Aumento del tamaño máximo de los cantos	Disminución del tamaño máximo de los cantos	Color rojo anaranjado Color rojo vinoso	Sedimentos finos más arenosos	Disminución de la calchificación	TECHO	Fm. Brechas del Cairat
								BASE	

Fig. 125

Resumen de las características de la Fm. Cairat.

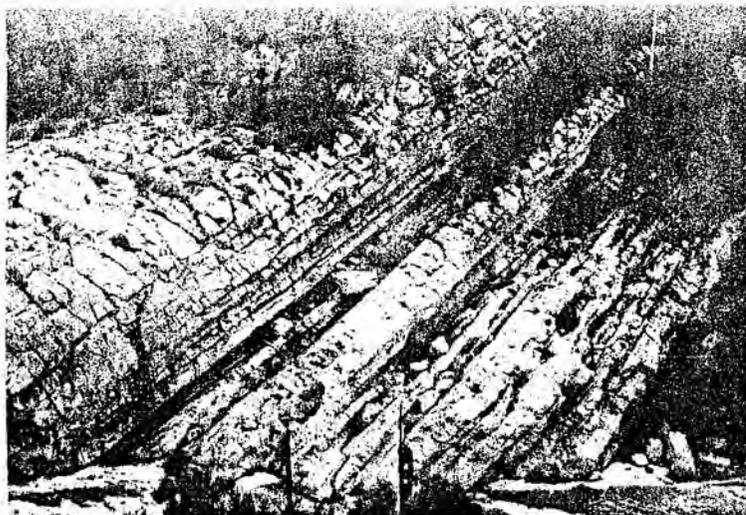


Fig. 126.- Aspecto de la Fm. Cairat en su localidad tipo. Los niveles de menor resalte son de materiales de granulometría más fina, constituidos fundamentalmente por depósitos de mud flow.

Los perfiles de caliche más desarrollados se presentan fundamentalmente en los tramos basales de esta formación, aunque en muchos otros niveles se encuentran señales de calichificación. Los tipos de caliche distinguidos corresponden a los I, II y III descritos en el apartado de caliches desarrollados sobre materiales blandos del capítulo 2.3.2. (Fm. Mediona). En algún caso en la parte superior de algún perfil el tipo III aparece ya constituyendo una masa de tipo costra, pero es un caso muy poco frecuente. Los perfiles desarrollados sobre materiales lutíticos-arenosos muy a menudo están constituidos por un solo tipo de caliche, aunque se ha observado perfiles de caliche constituidos por el tipo I en la parte inferior, tipo II en la media y tipo III en la superior. A menudo se ha observado un perfil de caliche "decapitado" y cubierto por otros depósitos que a su vez han sido calichificados (Fig. 124). Las texturas microscópicas que muestran son muy semejantes a las de los citados de la Fm. Mediona infrayacente, por lo que no se insistirá aquí a este respecto.

El gran desarrollo de los caliches en esta formación promueve una serie de consideraciones: un factor que favorecería su desarrollo sería el contenido en carbonato de los depósitos originales, que estaría controlado por los materiales del área fuente, que como se ha visto anteriormente estaba constituida por rocas carbonatadas en gran parte. Otro mecanismo favorecedor sería la propia naturaleza de los depósitos (mud flows - debris flows) con un contenido en agua bastante elevado en el momento de su "detención", agua que irían perdiendo con cierta lentitud, favoreciendo una "cementación" rápida. Por último unas condiciones de cierta semiaridez, que además vendría corroborada por la predominancia de niveles de debris flows y mud flows, tipos de depósitos estos que se encuentran en gran abundancia en conos de deyección de climas semiáridos. El desarrollo de estos caliches nos indica, por otra parte una evidencia de períodos de sedimentación activa y períodos de pedogénesis intensa alternantes.

Dispositivo estratigráfico de los diferentes depósitos. En una primera aproximación, esta formación aparece constituida por una alternancia de niveles de brechas y niveles de lutitas arenosas de potencia variable. Una observación más detallada permite apreciar que los niveles de brechas, a menudo corresponden a depósitos de episodios diferentes, de debris flows o de water flows, superpuestos. Los niveles lutíticos, a veces presentan hiladas o lenticiones de cantos, o más frecuentemente estos se presentan dispersos en el seno de un horizonte. Los niveles lutíticos asimismo pueden corresponder a episodios superpuestos. En los lugares donde las condiciones de afloramiento lo permitan, se observa que los tramos basales de la formación poseen color rojo anaranjado o parduzco, mientras que los tramos superiores poseen color rojo vinoso, siendo el cambio bastante brusco. Otro detalle de índole general es la diferencia en la calichificación de los niveles altos, respecto a los bajos, mostrando éstos una mayor intensidad.

Otra diferenciación importante observada es el progresivo aumento en el número de niveles de depósitos de water flows hacia los tramos superiores. Los inferiores, están constituidos prácticamente por depósitos de debris flows y mud flows. Se observa asimismo una cierta disminución en el tamaño máximo de los cantos hacia niveles superiores.

A lo largo de esta formación se puede observar que existe asimismo una variación en la vertical en lo que al aspecto litológico de los cantos se refiere. Mientras en los niveles más bajos la gran mayoría corresponden a cantos de caliza-dolomía y cantos de materiales de la Fm. Mediona (caliches, costras calcáreas), llegando en algún caso estos a ser predominantes, a medida que se observan niveles de posiciones estratigráficas progresivamente más altas, apare-

cen cantos de arenisca, cada vez en mayor número, cantos de pudingas cuarzosas y cantos de cuarzo muy redondeados, y en algunas localidades aparecen cantos de pizarra (consúltese la lám. II para la observación de esta evolución).

El afloramiento del Cairat, por sus características permiten efectuar una serie de observaciones que no han podido ser extendidas por otras localidades: Se observa que la serie estratigráfica parece presentar unas ciertas secuencias (Figs. 117, 126) estando constituidas en su parte inferior por tramos con predominancia de niveles lutíticos y una parte superior con predominancia de niveles conglomeráticos. El color rojo en los materiales se presenta, en este caso, a partir del techo de una de estas secuencias, coincidiendo con la aparición de cantos de arenisca (en otras localidades este hecho no se presenta). La última de estas secuencias, que posee menos calichificación y mayor abundancia de depósitos water laid, soporta el tramo arenoso basal de la Fm. La Salut del que se tratará posteriormente. Un tramo semejante se observa en la zona de la Riera de Sant Saume.

El cuadro de la Fig. 125 resume las características principales de esta formación en lo que a su variación en la vertical se refiere.

Contenido paleobiológico. Edad.

El contenido fosilífero de la Fm. Cairat es muy pobre. Únicamente se ha encontrado un helícido indeterminable y restos de Microcodium que en su mayor parte son resedimentados, procedentes de los materiales de la Fm. Mediona. De acuerdo con BULL (1972) los abanicos aluviales son depósitos oxidados que rara vez contienen material orgánico bien preservado. Además en nuestro caso los abundantes procesos edáficos de calichificación habrán impedido la preservación de un posible contenido paleobiológico.

La edad de la Fm. Cairat presenta bastantes problemas de cálculo. La presencia de Vidaliella gerundensis en la base de la Fm. Mediona en el área donde aflora la Fm. Cairat, nos lleva a pensar en una edad máxima post-Tenaciense superior - Ilardiense inferior. La posibilidad de una heterocronía de la Fm. Cairat no debe descartarse; así en la zona de Matadepera-Castellar, abarcaría posiblemente un "lapsus" mayor que en la zona de Collbató-El Molinot. La edad precisa de los niveles más altos no se ha podido determinar con certeza, pero posiblemente deba situarse en el Cuisiense o en el Luteciense inferior, dada su posición respecto a las primeras cuñas biarritzenses.

Consideraciones ambientales y paleogeográficas.

Las características sedimentológicas expuestas anteriormente nos indican que los materiales de esta formación se depositaron en un ambiente de cono de deyección. En este caso, los procesos de acumulación de materiales estarían controlados por debris flows, y en menor cantidad por water flows, destacando éstos en la deposición de los materiales de los niveles más altos. Según numerosos autores (HOOKE, 1967; BULL, 1972; ROSELL et al. 1976; WASSON, 1977) los debris flows se acumulan en las zonas proximales de los abanicos aluviales. Estas facies proximales de la Fm. Cairat se caracterizan por la existencia de pocos acanalamientos importantes, los niveles de debris flows parecen haberse acumulado sobre la superficie del abanico a modo de mantos, y rara vez se observa su presencia en canales. En varios lugares los perfiles estratigráficos muestran una evolución desde facies muy proximales en los niveles bajos, con predominio casi exclusivo de depósitos de debris flow a facies más intermedias, en las que los conglomerados aparecen mejor clasificados, y a veces en niveles con laminación y estratificaciones cruzada, siendo el sedimento fino más arenoso. Estas facies intermedias denotan una deposición por water flows abundantes. Las facies más distales, en el caso que nos ocupa, son de grano fino predominantemente, constituidas por arenisca lutítica. Se encuentran

pequeñas hiladas de cantos y canalillos de los mismos, en el seno de niveles de unas cuantas decenas de cms. que muestran contactos difusos, aunque horizontales. En dichos niveles no se aprecia estructura excepto bioturbación. Estas facies distales que constituyen la base de la Fm. La Salut, se habrían depositado mediante mecanismos de sheet flood, en la parte más distal del cono, quizá mediante flujos de cierta viscosidad como lo demuestra la pobre selección de estos materiales, los contactos difusos, a veces transicionales etc. Facies distales semejantes han sido descritas por WASSON (1977).

Esta evolución en la vertical en lo que a tipos de mecanismos de deposición se refiere, parece mostrar una evolución proximal-distal. Los depósitos de esta formación muestran gran desarrollo de procesos de calchificación y un color rojo omnipresente. Estas dos características están controladas o mejor favorecidas en parte por la constitución de los materiales del área fuente; así existe una evolución en la vertical en la que los niveles más bajos están constituidos por materiales procedentes de la erosión de las calizas y dolomías del Muschelkalk superior y materiales de la Fm. Mediona (lutitas rojas y caliches) que poseen un color rojo anaranjado y que son altamente carbonatados, el cambio de color a rojo vinoso podría estar condicionado por una influencia de aportes procedentes de la erosión de materiales del Muschelkalk medio y Buntsandstein. En general se observa que en niveles progresivamente más altos, aparecen cantos de materiales más antiguos. Estos materiales provendrían de la erosión de un macizo elevándose que estaría localizado en el borde de la cuenca del Ebro (Cordillera Prelitoral).

El estudio de paleocorrientes en este caso se ha mostrado particularmente difícil, debido a las características de los afloramientos y a la propia naturaleza de los depósitos, no obstante, algunos anclamientos y la imbricación observada en algún nivel parece mostrar unas direcciones y procedencia del E, SE, y S.

Las evoluciones proximales-distales en ciertos perfiles podrían señalar un "retroceso" del área fuente o bien significar migración de lóbulos o conos y abandono de ciertas áreas de comportamiento proximal en un momento dado.

El brusco cambio que representa el paso de la Fm. Mediona a la Fm. Cairat, sería el registro de un evento tectónico importante en este área, con el levantamiento de un macizo y erosión progresiva de niveles cada vez más profundos. En ciertas áreas (Sant Llorenç del Munt) la sedimentación en ambientes de abanicos aluviales en facies proximales proseguiría durante mucho tiempo, aunque las características de los depósitos son muy diferentes.

2.3.4.- FORMACION ARENISCAS DE LA SALUT

Definición y descripción:

En el área de Collbató-El Molinot, sobre los materiales de la Fm. Mediona o de la Fm. Cairat yace una potente serie de materiales predominantemente arenosos rojos que soporta los niveles conglomeráticos masivos basales de Montserrat y Pla de les Bruixes, Sant Salvador de Les Espases y Carena de Torrelles. Esta serie de materiales predominantemente arenosos ha recibido la denominación de Fm. de la Salut por localizarse la ermita del mismo nombre, junto a Collbató, sobre dichos niveles.

La Fm. Areniscas de la Salut, está caracterizada por niveles de varios metros de potencia de arenisca que alternan con bancos poco potentes de lutitas rojas o con tramos constituídos por una alternancia de capas finas de areniscas y lutitas. Hacia la parte superior de la Formación aparecen bancos de conglomerados alternando con las areniscas y lutitas rojas.

Esta formación no había sido definida hasta la fecha como tal, aunque los diversos autores que han estudiado la geología de Montserrat distinguieron un tramo fundamentalmente arenoso bajo los niveles de pudingas masivas (ALMERA, 1903; LLOPIS y MASACHS, 1943; LLOPIS y THOMAS, 1953; ROSELL et al. 1975, entre otros). FERRER (1971) incluye estos materiales en la Fm. Pontils. En un trabajo anterior (ANADON y MARZO, 1975) estos niveles reciben el nombre de unidad informal A.3.

Como perfil tipo se describe a continuación de una forma somera y resumida, el tramo correspondiente a esta formación del perfil del Cairat-Monistrol (metros 135 a 484, lám II), pues el corte de Collbató no representa la sucesión completa al yacer en discordancia los conglomerados basales de Montserrat sobre los tramos altos de esta formación.

Vacante: Niveles de brechas y areniscas lutíticas de la Fm. Cairat que afloran en la boca N. del Tuel de la Carretera de Olesa de Montserrat a Manresa.

- 14,2 m.- Areniscas de grano muy fino a fino, lutíticas rojas con escasas hiladas de cantos discontinuas. Presentan una intercalación de 30 cms. de arenisca conglomerática con numerosos acalamientos laxos.
- 3,1 m.- Lutitas arenosas rojas con fractura concoide en bancos potentes alternando con areniscas con laminación paralela y ripple. En la base existe una hilada muy arcillosa roja.
- 3,5 m.- Areniscas de grano fino a medio y muy fino, rojas, en capas de 5 a 15 cms. con techos de ripples con hiladas y niveles lutíticos centimétricos intercalados. Bioturbación abundante.
- 54 m.- Cubierto por los materiales asociados a las terrazas del río Llobregat.
- 1,5 m.- Areniscas de grano fino alternando con lutitas en niveles milimétricos y centimétricos con aspecto de flaser bedding. Color rojo.
- 23,4 m.- Tramo fundamentalmente arenoso rojo constituído por niveles de arenisca, a menudo conglomerática, en general de contacto inferior erosivo, de hasta 1,5 m. de potencia, con laminación paralela y estratificación cruzada que intercalan bancos de areniscas de grano fino con ripples y flasers lutíticos y bancos delgados de lutitas.
- 11,4 m.- Tramo constituído fundamentalmente por lutitas muy arenosas y areniscas de grano muy fino, lutíticas, muy bioturbadas que intercalan bancos de hasta 1 m. de areniscas de grano medio con estratificación cruzada.
- 8,5 m.- Capa de arenisca de grano fino a medio, en la que el metro basal es de grano grueso, con cantos blandos. Posee estratificación cruzada de tipo trough y grandes cicatrices oblicuas. Paleocorrientes hacia el N y NW.
- 17,5 m.- Alternancia de areniscas y lutitas arenosas rojas en niveles desde pocos cms. a bancos de más de 1,5 m. Las areniscas presentan abundante bioturbación y en ocasiones laminación paralela y ripple. Algún nivel arenoso posee cantos de hasta 7 cms.
- 22,5 m.- Cubierto. Barranco de La Salut.
- 33 m.- Alternancia de tramos fundamentalmente lutíticos y tramos predominantemente arenosos rojos. Los tramos arenosos de hasta 3,5 m. están constituídos por un solo banco o bien alternancia de bancos de hasta 30 cms. con hiladas y niveles delgados lutíticos. Los tramos predominantemente lutíticos poseen potencias de hasta 4 m. y a menudo intercalan bancos de hasta 35 cms. de areniscas. El tramo arenoso superior presenta intercalados unos pequeños niveles e hiladas conglomeráticos.
- 16,5 m.- Cubiertos.
- 47,8 m.- Tramo constituído fundamentalmente por niveles de arenisca que intercalan varios niveles de lutitas arenosas rojas de hasta 0,5 m. de potencia, excepto en un caso que alcanza 1,2 m. Muchos niveles de arenisca, cuya potencia oscila entre pocos cms. y más de 2m. poseen un contacto erosivo basal y gradodecrecencia hacia el techo de los bancos. Algunos niveles presentan base conglomerática. Los niveles más altos del tramo son areniscas con laminación ripple y flasers e intercalaciones lutíticas. En la parte inferior del tramo se observa un nivel de areniscas y conglomerados de 2,7 m. de potencia.

- 2,7 m.- Cubierto.
 - 20,1 m.- Alternancia de niveles de areniscas y lutitas rojas. Las areniscas poseen potencias que oscilan desde bancos de 20 cms. a niveles de varios metros. Las lutitas se presentan en forma de hiladas o niveles poco potentes de hasta 50 cms. En la base de algunos bancos arenosos aparecen hiladas o niveles de conglomerados.
 - 8,9 m.- Tramo constituido por areniscas rojas con bancos de hasta 40 cms. que alternan con hiladas y niveles de lutitas de hasta 10 cms. La parte superior del tramo aparece bastante cubierta.

 - 6,5 m.- Alternancia de lutitas rojas y gris violáceas y areniscas rojas grisáceas. Los Niveles lutíticos presentan horizontes más carbonatados y el nivel superior contiene yeso en nódulos y vetas.
 - 25,8 m.- Tramo constituido fundamentalmente por niveles de areniscas rojas y en menor proporción conglomerados que intercalan niveles de lutitas poco potentes (hasta 70 cms.). Los conglomerados a menudo se encuentran en la base de secuencias grandodecrescentes, y están constituidos por cantos de caliza y dolomía predominantemente, siendo abundantes los de pizarras. Están presentes cantos de cuarzo y arenisca y rocas ígneas.
 - 9 m.- Semicubierto. Tramo constituido por lutitas y areniscas rojas.
 - 4,5 m.- Areniscas y conglomerados blancuzcos o rojizos en la mitad inferior. La mitad superior son areniscas rojas en bancos de unos 30 a 60 cms. que alternan con hiladas lutíticas.
 - 4,5 m.- Cubierto.
 - 3 m.- Areniscas de grano fino a medio muy bioturbadas, en las que localmente se observan hiladas limosas y ripples.
- Techo: Conglomerados correspondientes al primer nivel masivo de Montserrat, que en la carretera aparece con un caracter menos masivo debido a cambio lateral de facies.

En Collbató (perfil CO, lám. II) esta formación presenta unas características muy similares a las observadas en el perfil del Cairat, sobre todo en lo que a la parte inferior se refiere. En Collbató esta formación yace directamente sobre los niveles de caliches de la Fm. Mediona, no estando presentes los materiales de la Fm. Cairat. La Fig. 127 muestra una ampliación de la mayor parte del perfil de Collbató, donde pueden apreciarse las características más importantes. Las lutitas poseen color rojo casi siempre mientras las areniscas generalmente poseen un color blanco rosado y más raramente rojo. Los niveles más altos de esta formación en Collbató presentan varios tramos de hasta 7 m. de caracter más conglomerático y constituidos por una alternancia de niveles de arenisca, con laminación paralela y/o estratificación cruzada y niveles de conglomerados de hasta 1 m. de potencia. Los niveles más altos visibles en este corte quedan cubiertos en discordancia por conglomerados masivos. En la parte superior del perfil, se han observado construcciones algales estromatolíticas similares a las descritas en la Fm. Claramunt y que se localizan en un nivel de arenisca muy bioclástica gris de 1,5 m. de potencia. El primer nivel arenoso conglomerático de esta formación, que aflora en la carretera junto a Collbató, presenta recubrimientos algales milimétricos en algunos de sus cantos.

En Sant Salvador de Les Espases (Fig. 128), las características de esta formación son ligeramente diferentes. Los niveles se encuentran muy verticalizados, observándose una gran abundancia, en la parte inferior, de tramos constituidos por nivelillos de arenisca con ripples y flasers poco potentes que alternan con hiladas y bancos delgados de lutitas. Estos materiales aparecen alternando con tramos de arenisca de grano medio a grueso, a menudo conglomeráticas y con estratificación cruzada. La mitad superior muestra una menor presencia de niveles de areniscas con ripples y flasers, y mayor presencia de tramos de areniscas más o menos conglomeráticas y niveles de lutitas potentes. Sobre los niveles superiores yacen los conglomerados de Sant Salvador de Les Espases, equivalentes del primer tramo conglomerático masivo de Montserrat.

El corte de la Riera de Sant Jaume (lám II, metros 282 a 550) y de la carretera de la estación de Olesa de Montserrat a Vacarisses, muestran un corte en el que pueden distinguirse varios tramos. Sobre los niveles superiores de

las brechas del Cairat aparece un tramo de unos 30 m. de potencia constituido por bancos de areniscas rojas de unos 20 a 70 cms., con hiladas de lutitas y pasadas microconglomeráticas. Sobre este tramo basal yacen 10 metros de lutitas rojas con intercalaciones de areniscas con laminación paralela y ripple (en el techo climbing ripples). A estos tramos basales les sigue uno potente muy cubierto en el que afloran esporádicamente niveles de areniscas rojas con estratificación cruzada y ripple y niveles de conglomerados que a veces forman tramos de hasta 7 m. en los que se presentan alternando con areniscas en bancos poco potentes. La parte superior de la formación, posee abundantes niveles de lutitas, algunas areniscas y lutitas con manchas de marmorización y niveles de calizas con gasterópodos y carófitas, además de los niveles de areniscas rojas y conglomerados con los que se encuentran asociados. Este tramo superior finaliza con unos niveles de areniscas rojas mal clasificadas con pequeñas hiladas lutíticas.

El afloramiento de esta formación sigue hacia el E de la Riera de Sant Jaume hasta la zona de Coll Cardús, donde aparece muy cubierta y tectonizada, para desaparecer al E de dicho punto oculto bajo el cabalgamiento de Les Pedritxes.

Extensión areal, variaciones de potencia, límites

La Fm. Areniscas de la Salut aflora en una franja paralela a la Cordillera Prelitoral que se extiende desde las proximidades de Collbató hasta las de Coll Cardús, donde queda interrumpida por el cabalgamiento de les Pedritxes, no aflorando en la zona de Matadepera. Al W queda oculta bajo el piedemonte de la zona de Collbató-Els Bruch que cubre el accidente occidental de Montserrat el cual afecta a los materiales paleógenos de esta zona y paleozoicos del área de Can Aguilera-Roques Blanques (Els Brucs). Presenta importantes variaciones de potencia cuyo significado es difícil de valorar dada la intensa tectonización sufrida por sus materiales en ciertas áreas, pudiéndose comprobar que la potencia es mayor en aquellos lugares donde la serie está menos inclinada. Esta formación presenta una potencia de 234 m. en Collbató, 349 m. en el río Llobregat, 166 m. en Sant Salvador de Les Espases y 268 m. en la Riera de Sant Jaume, disminuyendo hacia Coll Cardús.

El límite inferior lo constituyen los primeros bancos de areniscas que yacen sobre los materiales de la Fm. Cairat (brechas) o de la Fm. Mediona (caliches, en Collbató). El límite superior se coloca en los últimos niveles que yacen bajo los conglomerados masivos basales de Montserrat o sus equivalentes laterales (niveles del Pla de les Bruixes, Sant Salvador de les Espases, Carana del Torrelles).

Características sedimentológicas.

Los materiales de esta formación, que son predominantemente arenosos, han sido depositados en ambientes diversos. Por una parte, la mayoría se han depositado en áreas aluviales cuando las corrientes que los transportaban han perdido su competencia; por otra parte, otros se han formado en cubetas de origen lacustre, donde tuvo una deposición caracterizada por la presencia de fangos carbonatados. Los primeros serán denominados de facies aluviales, y los segundos de facies lacustre-palustre; entendiéndose la palabra facies en sentido interpretativo. Asimismo se ha localizado en ciertos niveles la presencia de construcciones algales, que serán tratadas en este apartado.

Facies aluviales. Se ha efectuado una distinción entre unos tramos arenosos masivos y otros en los que se encuentran asociados areniscas, lutitas y conglomerados.

Tramos arenosos masivos: Constituidos por areniscas en bancos de potencia variable, con algunas hiladas y lentejones conglomeráticos, y a menudo con interestratos lutíticos. Estas facies cuando se presentan lo hacen en dos localizaciones posibles: a) en labbase de la formación directamente sobre los niveles de brechas de la Fm. Cairat y b) en los tramos superiores de la formación. Las figs. 129 y 130 muestran las características de estos niveles en el km. 3,3 de la carretera de Collbató al aéreo de Montserrat (loc. M-3). En la parte inferior se observa la presencia de cicatrices erosivas generalmente planas o de escaso relieve y de gran continuidad lateral, mientras que en la parte superior aparecen además múltiples acanalamientos someros en los que se ha podido apreciar una dirección N35°W del eje. Los materiales que constituyen estos niveles son areniscas conglomeráticas, conglomerados de gujarros y areniscas lutíticas rojas; no presentan secuencias claras y aparecen mal segregados entre sí. En la parte inferior, sin embargo, entre las cicatrices erosivas parece haber cierta ordenación secuencial constituida por: cicatriz erosiva en la base, conglomerados y/o areniscas conglomeráticas y areniscas lutíticas. Los cantos son de caliza, dolomía, pizarra y cuarzo en menor proporción. Las estructuras sedimentarias, que son escasas, corresponden a estratificación cruzada y estratificación generalmente horizontal. Todo este conjunto de detalles indica una ausencia de circulación en canales bien delimitados, con diferenciación de depósitos de rellenos de los mismos y depósitos de "overbank". Más bien corresponderían a depósitos mal segregados procedentes de arroyadas en manto, que presentan asimismo acanalamientos someros y estructuras de scour and fill, producidos por flujos irregulares de energía elevada.

En otras localidades los tramos arenosos no presentan unas características tan conglomeráticas como en la carretera Collbató-aéreo. Generalmente aparecen como bancos de areniscas rojas mal seleccionadas, de potencia inferior a 1 metro, a menudo de grano fino a muy fino, bastante lutíticas, y en las que los conglomerados quedan reducidos a pequeños lentejones, o bien aparecen como hiladas o cantos dispersos. No suelen observarse estructuras sedimentarias. En los interestratos existen generalmente hiladas lutíticas, siendo los contactos gradacionales rápidos. Estos niveles a menudo presentan aspecto macrobolar probablemente reflejo de su carácter masivo, sin segregación textural ni estructuras sedimentarias.

Estos tramos que como se ha mencionado anteriormente se encuentran en la parte inferior y superior de la formación, parecen formar parte de megasecuencias en las que los términos superiores e inferiores son niveles de conglomerados o brechas y niveles de alternancias de niveles de areniscas y tramos lutítico-arenosos. Así, el corte de la Riera de Sant Jaume muestra entre los metros y la siguiente sucesión:

a) Niveles de brechas de la Fm. Cairat, que presentan una disminución del tamaño de los cantos en las capas superiores.

b) Tramo fundamentalmente arenoso, que hacia la base presenta abundantes canalillos someros de conglomerados e hiladas de los mismos. El resto está constituido por areniscas en capas de 30 a 60 cms. con hiladas de gránulos e interestratos lutíticos, contactos gradacionales pero rápidos, muy mal seleccionados.

c) Alternancia de areniscas y lutitas; el tránsito a este tramo se efectúa por medio de unos niveles constituidos por areniscas en bancos más o menos lutíticos alternantes y en las que los niveles menos lutíticos parecen acanalarse sobre los de mayor contenido. Los niveles de la alternancia de areniscas y lutitas poseen una potencia de 5 a 40 cms., pasando en la parte más alta a facies heterolíticas con ripples y flaser bedding. Sobre ellos yacen las secuencias típicas de esta formación. Por su localización, granulometría y demás características, estos depósitos parece haberse formado en zonas relativamente distales de abanicos aluviales, donde los materiales en suspensión procedentes del abanico se desparramarían en forma de mantos delgados, sin tener

tiempo de segregarse. Depósitos similares a estos han sido observados por WASSON (1977) en facies distales de abanicos aluviales.

Los constituyentes principales de los granos de las areniscas son cuarzo, fragmentos de caliza micrítica, carbonatos cristalinos y en mucha menor proporción interviene algún feldespato, fragmento de esquistos y micas. Las proporciones entre ellos varían de unos bancos a otros.

En los niveles arenosos masivos inferiores el componente principal es el cuarzo, al que le sigue en mucha menor proporción los granos de carbonatos cristalinos y los fragmentos de rocas carbonatadas micríticas. Los niveles arenosos masivos de la parte superior de la formación presentan proporciones similares pero contienen algunos fragmentos de esquistos y micas.

En los tramos medios de esta formación, la composición es variable, siendo a veces el componente mayoritario el cuarzo, y en otras ocasiones los granos de rocas carbonatadas micríticas y los granos de carbonatos cristalinos. De todo ello se deduce la gran abundancia de granos de naturaleza carbonatada, que en conjunto la mayoría de las veces supera el contenido en cuarzo.

Tramos de alternancia de areniscas (y conglomerados) y lutitas. Estas facies constituyen el grueso de la formación. El tipo de alternancia consiste en capas extensas lateralmente de areniscas, de hasta más de 10 m. de potencia separadas por tramos de areniscas y lutitas alternantes, pero en bancos de poca potencia. Las Figs. 127 y 128 muestran la constitución de estos tramos en los perfiles de Sant Salvador y de Collbató, ampliados respecto a la lám. II. Como puede observarse, en ocasiones, las capas potentes de arenisca presentan hiladas o lentejones de conglomerados, presentándose estos más raramente en niveles aislados como constituyentes de la alternancia.

Las capas de arenisca parecen haberse formado como depósitos de rellenos de canales fluviales, mientras que los tramos de alternancias de lutitas y areniscas parecen corresponder a depósitos "overbank". Esta diferenciación como se verá posteriormente a menudo no es fácil de discernir en el campo dadas las características peculiares de esta facies.

Las capas potentes de arenisca, como ya puede apreciarse en las Figs. 127 y 128 no presentan unas ordenaciones secuenciales internas características. Así en el afloramiento de la carretera a Manresa entre el túnel del Cairat y el desvío a Can Estruch, y bajo la casa de este nombre, aflora un banco de 9 m. de areniscas correspondiente a los metros 246 a 255 del perfil LP de la lám. II. Esta capa posee una base erosiva más o menos plana; el nivel basal está constituido por arenisca de grano muy grueso y gránulos, con algunos guijarros finos y cantos blandos que presenta estratificación cruzada de bajo ángulo a la que siguen niveles con estratificación cruzada de tipo trough y con grandes cicatrices oblicuas que recuerdan las secciones de superficies de acreción lateral de los canales meandriformes. En conjunto el banco constituye una secuencia granodecreciente, pasando los niveles del techo insensiblemente a lutitas, presentando bioturbación abundante. La presencia de señales de barrenos no permite discernir si ciertas superficies son debidas a fracturas originadas por su explosión o bien a estructuras sedimentarias; no obstante, algunas de estas superficies presentan ripples sobreimpuestos. Capas de arenisca con secuencias granodecrecientes y estratificación cruzada en trough, correspondiente a migración de megaripples pueden observarse asimismo en la Fig. 127.

A pesar de la presencia de secuencias granodecrecientes y con disposición de estructuras y cicatrices semejantes a las que se presentan típicamente los ríos meandriformes y que han sido abundantemente citadas en la bibliografía, la mayoría de los niveles correspondientes a las capas extensas de arenisca no presentan dicha ordenación secuencial, sino que presentan abun-

dancia de niveles con laminación paralela y estratificación cruzada planas, además de no presentar una granodecrecencia hacia el techo de la capa. Así, la Fig. 131 muestra una capa de arenisca conglomerática del perfil de Sant Salvador (metros 119 a 123). Está constituida por niveles de arenisca de grano fino a medio y niveles de arenisca muy gruesa-gránulo con algunos conteniendo guijarros, y con laminación paralela que alternan con niveles con estratificación cruzada planar, contacto inferior erosivo y granulometría gruesa indicando una paleocorriente al WNW. Culmina esta capa con un nivel de arenisca con laminación cruzada de bajo ángulo sobre el que yace una alternancia de lutitas y areniscas rojas con ripples. El origen de esta compleja asociación de estructuras parece ligado a episodios de intensidad variable, con formación de plane beds en zonas de escaso relieve del lecho, o quizá techos de barras transversales, y migración de barras trasepisodios erosivos sobre niveles anteriores con laminación horizontal.

Otra secuencia diferente, pero que recuerda a la anterior, es la que presenta la capa de arenisca correspondiente a los metros 150 a 158 del mismo perfil. La fig. 132, muestra un esquema de la ordenación de estructuras y tamaños de grano en un sector de esta capa. Se observan los niveles con laminación paralela o crudamente horizontal que a veces evoluciona a estratificación cruzada o a ripples escalantes. Asimismo se presentan niveles con estratificación cruzada de bajo ángulo y e.c. planar. En la parte derecha central de la figura, se observa un tramo de areniscas con ripples y lutitas intercalado entre las litofacies descritas. La observación de la figura, permite además efectuar interesantes consideraciones. En efecto, se aprecia avance de foresets hacia el NNE y NE a partir de acanalamientos previos sobre facies de laminación paralela, y el paso lateral de ésta en ocasiones a foresets con reactivaciones, correspondiendo a migración de barras semejantes a las transverse bars descritas por SMITH (1970, 1971). Estas laminaciones paralelas horizontales, se originarían a veces en el techo de las barras. En zonas marginales de acanalamientos la laminación paralela pasa a climbing ripples posiblemente por efecto de la disminución de la profundidad y del régimen de flujo en dichas zonas. En el banco arenoso, que constituye en conjunto depósitos de canal, se aprecia asimismo la presencia de nivelillos de lutitas y de areniscas con ripples que contrastan con otros depósitos de relleno de canal originados en regímenes de flujo alto, y que son similares a los depósitos de "overbank". Estos niveles de granulometría muy fina, posiblemente corresponden a zonas localmente abandonadas del canal. La capa de arenisca, no presenta pues, una secuencia granodecreciente. Indica más bien una deposición en un canal con regímenes variables, migración de barras y formación de plane bedding, así como con zonas de abandono o de circulación restringida, como lo demuestra su asociación con facies de régimen de flujo bajo y depósitos de decantación.

La mayoría de las capas de arenisca, son muy extensas lateralmente, y presentan bases erosivas de escasísimo o nulo relieve (Fig. 133). No obstante, se han encontrado niveles con acanalamientos importantes y con secciones que recuerdan los paleocanales "tipo Caspe" de la Fm. Claramunt. Así la fig. 134 muestra el relleno de un paleocanal visible en la Carretera que conduce a Can Estruch, junto al puente que atraviesa la Riera de la Salut. La superficie de erosión del canal muestra relieves erosivos de hasta 1,5 m. hallándose encajada entre depósitos de desbordamiento de color rojo constituidos por lutitas arenosas que alternan con niveles de areniscas lutíticas mal clasificadas, de grano fino a medio, muy bioturbadas. En ocasiones se presentan en ellas, canalillos someros de hasta 30 cms. de profundidad con relleno de arenisca microconglomerática con abundantes cantos blandos e hiladas más lutíticas. En la zona más profunda del paleocanal aparece un primer episodio

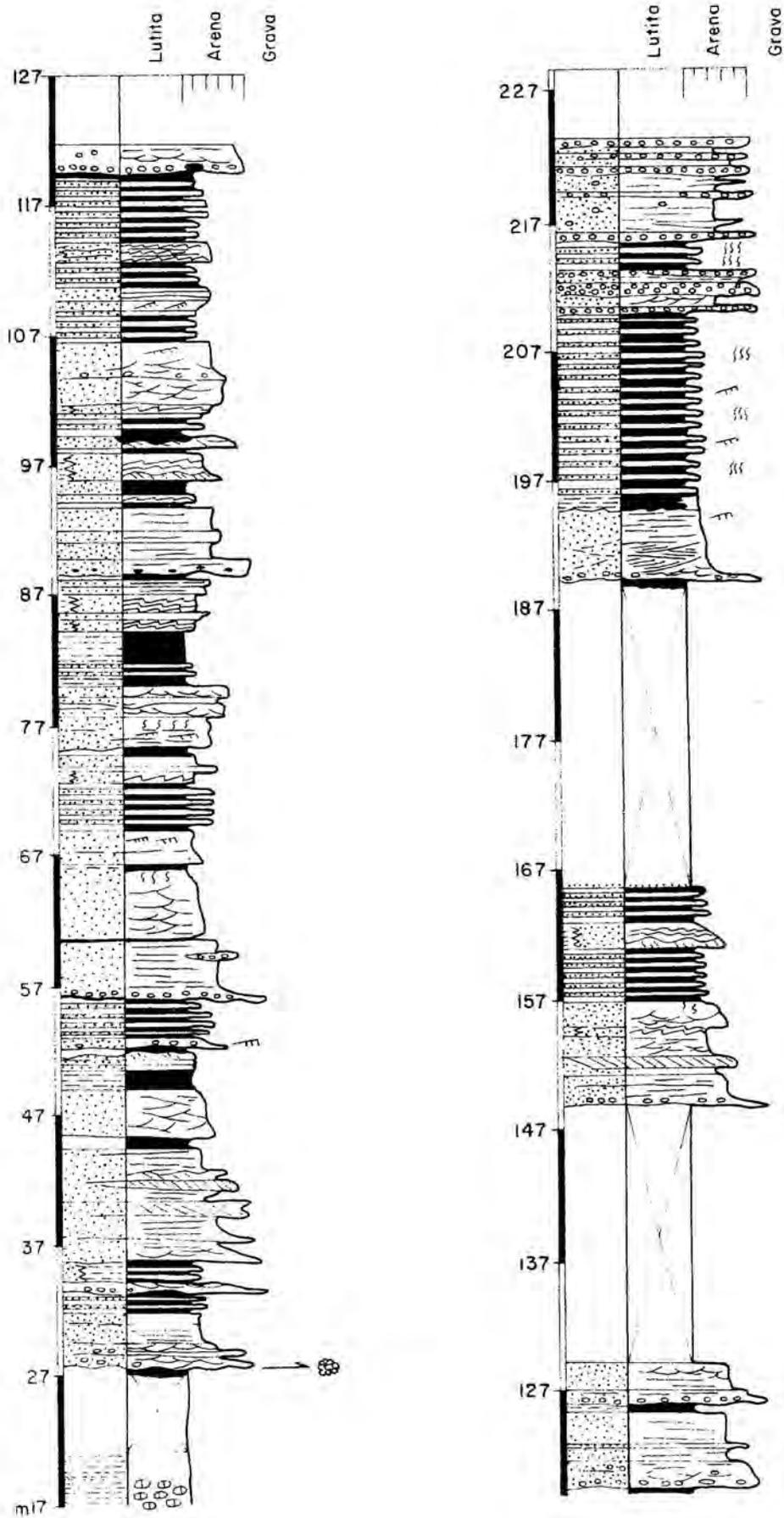


Fig.127 Ampliación parcial del perfil de Collbató

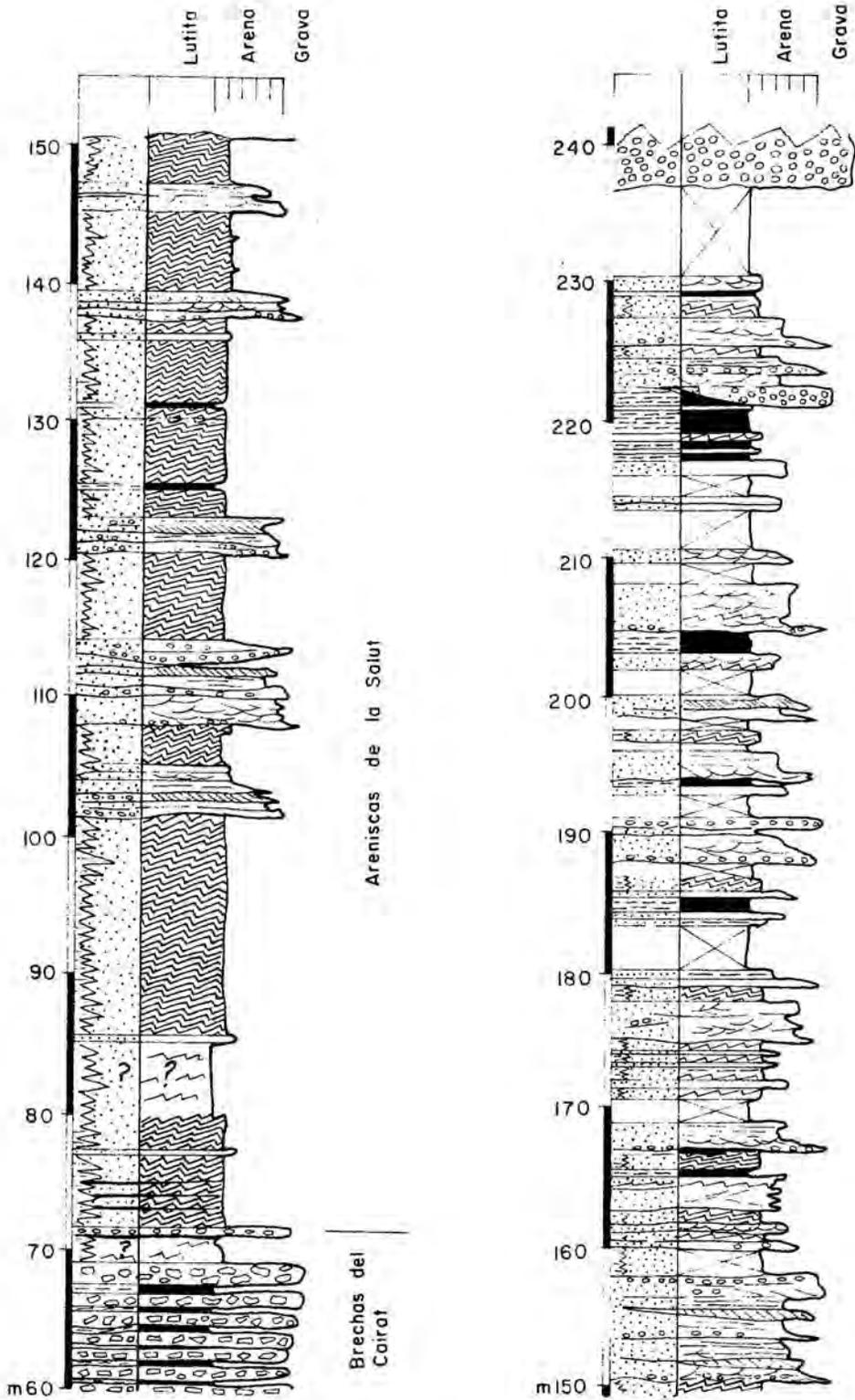


Fig.128 Ampliación parcial del perfil de Sant Salvador de les Espases

constituído por areniscas de grano muy grueso y microconglomerado, con guijarros pequeños y cantos blandos abundantes. Posee estratificación cruzada, con algunos sets de bajo ángulo, y cuyos foresets indican una migración oblicua respecto al eje del canal, que posee una dirección aproximada N-S. Este, localmente presenta estratificación cruzada de tipo planar que evoluciona lateralmente a partir de laminación paralela y denota la migración de una barra similar a la del depósito inferior. La parte superior del canal, en la zona central de la figura, muestra que el relleno final se efectuó por medio de fases de intensidad alternativamente alta y baja, e incluso con fases de desecación como lo demuestran las intercalaciones lutíticas entre areniscas de grano fino a medio, con abundante bioturbación y grietas de desecación. Sobre el relleno del paleocanal aparecen facies de desbordamiento constituídas por areniscas y lutitas alternantes. En la base, se observa asimismo un pequeño acanalamiento de dirección N45W, que, dada su orientación con respecto al eje del paleocanal, podría corresponderse con los transverse runnels descritos en WILLIAMS (1975a, b). El conjunto del canal presenta asimismo una secuencia granodecreciente, tanto horizontal como vertical.

Estos ejemplos muestran las grandes diferencias secuenciales existentes entre las capas de arenisca de esta formación. Otras ordenaciones se pueden observar en las Figs. 127 y 128.

Entre estas capas de arenisca, aparecen tramos constituídos fundamentalmente por lutitas que alternan con niveles de arenisca, de potencia variable, pero que en general presentan una granulometría menor que la de los depósitos de canal, estos tramos han sido interpretados como originados en principio por flujos "over bank", presentando sus depósitos unas características peculiares. La observación atenta de los tramos correspondientes a esta formación de las Figs. 127 y 128 permite apreciar que no poseen constitución uniforme. Así frecuentemente aparecen tramos con aspecto similar a las facies heterolíticas descritas en otros ambientes (cf. Fm. La Portella), con capas finas de arenisca con laminación ripple y flasers lutíticos o bien, preservación de formas de ripples en el techo de nivelillos de arenisca que alternan con hileras lutíticas. Estos tramos se han detectado en todos los cortes, pero son especialmente abundantes en el perfil de Sant Salvador. Algunos autores (GRAHAM, 1975) los interpretan como depósitos de levees.

A menudo los materiales de "over bank" están constituídos por alternancia de niveles de lutitas y areniscas en bancos de potencia variable, que cuando no están bioturbados presentan laminación paralela o ripples de corriente, a veces escalantes (climbing ripples). En la base de algunos de estos niveles de arenisca se ha observado la presencia de groove cast y moldes de mud cracks (Fig. 135). Las inundaciones, proveerían a las zonas entre canales, de materiales transportados por tracción y materiales depositados por decantación cuando se estabiliza la crecida. En algún caso (perfil Collbató metros y) se observan secuencias granocrecientes constituídas por lutitas en la base, tramo con facies heterolítica y ripples y un nivel superior de arenisca con ripples o megaripples. La interpretación de estas secuencias es difícil pudiéndose pensar en episodios de inundación de intensidad creciente, quizás ligados a "crevassing". Asimismo podrían corresponder a depósitos de "over-bank" ciertos niveles potentes de arenisca que se encuentran en estos tramos de granulometría fina y que presentan secuencias granodecrecientes, probablemente relacionados con inundaciones excepcionales, o bien similares a las descritas por McKEE et al. (1967). La "llanura" de inundación presentaría tras los episodios de crecida, una fase de "gullying" (formación de pequeños arroyos disectantes), abundantes en las cercanías de los canales cuando desciende el desbordamiento y las aguas tienden a ocupar sus cauces normales. Estos gullies, acabarían siendo colmatados progresivamente. Como rellenos de estos

gullies pueden interpretarse ciertos acanalamientos de unos 6 m. de anchura por 1,5 m. de altura, con relleno enteramente lutítico o bien múltiple superpuesto y no erosivo de niveles de areniscas de grano fino a muy fino con intercalaciones lutíticas que se observan encajados entre materiales lutíticos y arenosos de "over bank" que se encuentran asociados a depósitos de relleno de canal (Fig. 136). Parecen pues, constituir acanalamientos en la zona de llanura de inundación y con un régimen irregular, aun cuando una interpretación más precisa no es sencilla.

Como ha podido apreciarse, la constitución, distribución y disposición secuencial de los materiales de estos tramos de la Fm. La Salut es muy variable. Por una parte se observan características que han sido consideradas clásicamente como típicas de ríos altamente sinuosos con migración lateral (secuencias granodecrescentes, abundancia de estratificación cruzada originada por megaripples, superficies de acreción lateral, etc.) y por otra hay niveles que muestran características citadas por diversos autores en ríos de escasa sinuosidad, con disposición de canal anastomosada (braided) apareciendo niveles con características intermedias entre ambos. Este hecho fué observado en una publicación anterior (ANADON y MARZO 1975). En base a ello se pensó intentar efectuar un estudio más a fondo para obtener si era posible, una secuencia ideal que permitiese explicar el mecanismo de deposición de esta formación. Dicho estudio se efectuó en colaboración con M. MARZO (*). Para ello se eligió el método basado en el análisis por cadenas de Markov, empleado en la confección de secuencias ideales por diversos autores (SELLEY, 1970; ALLEN, 1970; MIALI, 1973; CASSKYAP, 1975, entre otros). El objetivo final de dicho análisis es el establecimiento de relaciones de probabilidad de sucederse entre sí los diferentes términos de las secuencias, a partir de la confección de matrices de similaridad. Para ello se definieron previamente una serie de facies (en el sentido de DE RAAF et al. 1965) o términos de las secuencias, y se aplicó su definición a dos perfiles estratigráficos. El siguiente paso fué la construcción a partir de la matriz de similaridad de unos diagramas de relaciones entre las facies, pudiéndose obtener varias secuencias posibles y mostrando la más completa una gran complejidad. La interpretación somera de estos hechos es que quizá se debe a que los cursos fluviales no tuviesen las mismas características a lo largo del tiempo representado en las series estratigráficas y a que dichos cursos no originasen unas secuencias típicas y uniformes, como ocurre en las secuencias originadas por ríos meandriformes con migración lateral.

Estos datos, unidos a lo expuesto en párrafos anteriores (capas de areniscas más o menos conglomeráticas, de gran potencia, extensas lateralmente, etc.), hace pensar que aunque es muy probable la existencia de cursos meandriformes que originarian depósitos con secuencias granodecrescentes, estratificación cruzada trough y señales de migración lateral, una gran parte de los depósitos de canal parece haberse depositado en condiciones diferentes, pues parecen combinarse con características de anastomosamiento (abundancia de facies de laminación paralela y de estratificación cruzada planar; véase SMITH, 1972). Esto se explica si consideramos que algunos de los cursos poseerían niveles topográficos diferenciados en épocas de flujo bajo, con migración de barras transversales y modelo anastomosado del canal inferior, tal como presentan actualmente ciertos ríos meandriformes, como los descritos por BLUCK, 1971; MCGOWEN y GARNER, 1970; y HARMS et al. 1963. Características similares presentan los depósitos de los denominados por SHELTON y NOBBLE (1974) "braided - meandering streams". Las diferencias más claras surgen al

(*) inédito



Fig 131



Fig. 132



considerar la gran cantidad de facies de estratificación horizontal que se encuentran en algunos depósitos de canal (Figs. 131 y 132) y las características peculiares de los depósitos de "over bank". Estas, así como la presencia de los niveles topográficos en el canal sugieren grandes fluctuaciones en el caudal, con niveles muy bajos de agua y grandes inundaciones y que en el caso que nos ocupa parecen ser más frecuentes que en los de los modelos de los autores citados. Asimismo la gran abundancia de facies de estratificación horizontal, sugiere un perfil transversal de topografía menos acentuada que la mostrada en algunos casos de los autores citados, lo que se traduce en la inexistencia de chute bars (McGOWEN y GARNER, 1970). Parece muy probable que en etapas de inundación el conjunto del canal se comportase de modo análogo al descrito por McKEE et al. (1967).

Los canales presentarían una gran irregularidad en el caudal que transportaban, explicable si se tiene en cuenta que estarían localizados en áreas relativamente proximales, lejos de las zonas bajas, donde tiene lugar un mayor ajuste entre el canal y un caudal más regular. Otro factor a tener en cuenta para el anastomosamiento deducido es la gran cantidad de carga transportada por estas corrientes en ciertos momentos. COLEMAN (1969) cita esta causa (sobrecarga de la corriente) para explicar el modelo anastomosado del canal mayor del río Bramaputra, haciendo interesantes observaciones sobre la migración lateral de dicho canal mayor.

Un hecho extraño es la presencia de canales como el de la Fig. 134 en esta formación; no obstante, MOODY STUART (1966) señala la presencia de rellenos similares, que él denomina depósitos de corrientes de baja sinuosidad, junto a capas extensas de arenisca, originadas por la migración lateral de cursos altamente sinuosos en el Devónico de Spitsbergen. Las estructuras mostradas en la Fig. 133 hace pensar en unos depósitos de relleno por medio de barras limitadas por los flancos del canal.

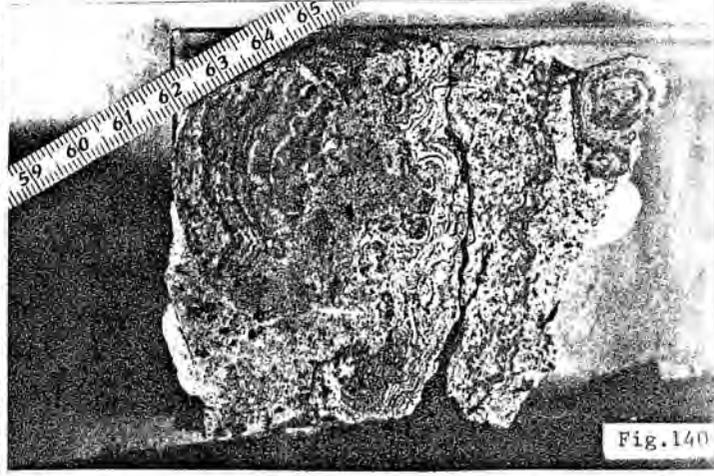
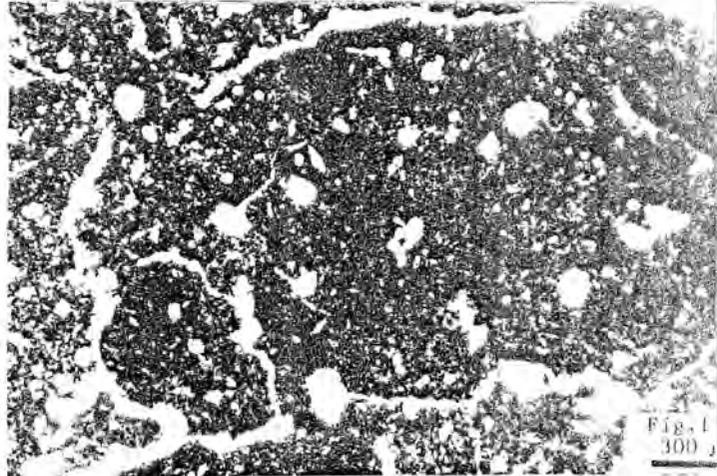
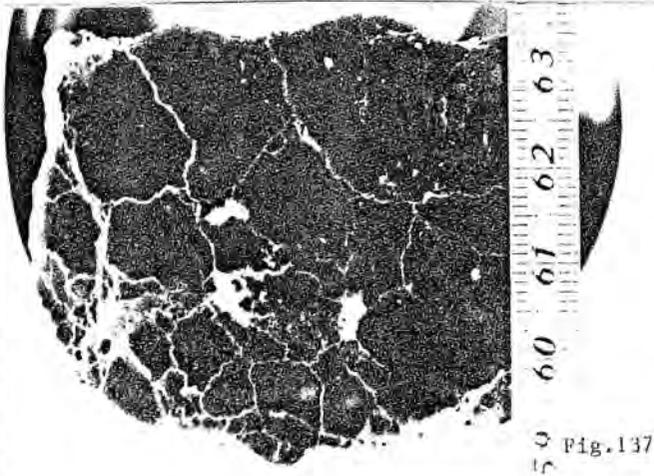
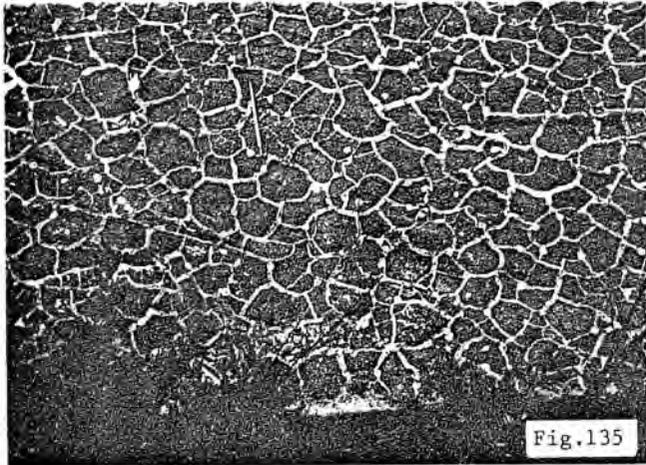
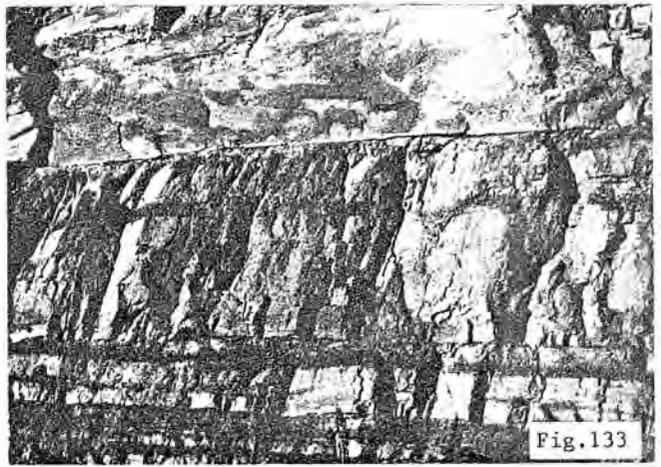
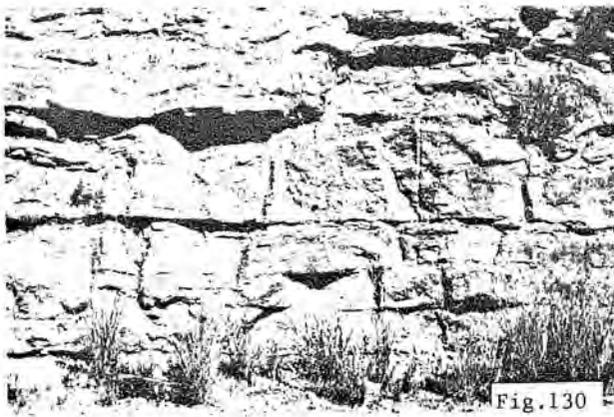
Las lutitas poseen un contenido en carbonato muy variable, y que en ocasiones supera el 50%. En muchos casos se les debiera aplicar el nombre de "margas". No obstante este término puede acarrear confusión, ya que son numerosos los autores que emplean este vocablo en sentido genético aplicándolo únicamente a lutitas carbonatadas depositadas en ambientes lacustres. El origen del carbonato de las lutitas es probablemente detrítico, teniendo en cuenta el tipo de material transportado por tracción por las corrientes fluviales. No obstante parte del carbonato podría haber precipitado inmediatamente después de la deposición. A este hecho podría obedecer en parte la falta de laminación y pobre selección de los materiales lutíticos (FRIEND y MOODYSTUART, 1970). Los minerales de arcilla que constituyen fundamentalmente la fracción inferior a 2 μ son del grupo de la Illita (SJ 37, SJ 31, CO 8, LP 47), aunque en todas las muestras se encuentran presentes minerales del grupo de las Smectitas (Montmorillonita) o bien interestratificados Illita-Montmorillonita. Algunas muestras poseen trazas de Caolinita (SJ 31, CO 8).

Las facies lacustres-palustres: En los niveles superiores de la Formación La Salut en la zona de la Riera de Sant Jaume, aparecen intercalados en tramos predominantemente lutíticos y arenosos diversos bancos de calizas y niveles lutítico-arenosos con señales de haber soportado condiciones palustres o bien afectados por un nivel freático oscilante. Los primeros indicios se remontan a unos niveles lutítico arenosos rojo violáceos que aparecen en la trinchera de la vía férrea, localizados lateralmente al banco del metro 400 del perfil de Sant Jaume (lám. II, SJ). Estos niveles han proporcionado Melanopsis dubiosa y restos atribuibles a carófitas.

En tramos más altos, entre los metros 456 y 461 de dicho perfil, se observa en la parte inferior una alternancia de capas lutíticas más limosas y compactas con otras más arcillosas y de menor compacidad. Ambos muestran abun-

FORMACION LA SALUT

- Fig.- 130.- Depósitos arenoso-conglomeráticos de facies intermedias distales de abanicos aluviales. Obsérvese el aspecto plano de las cicatrices. Corresponde a parte de los niveles representados en la figura 129.
- Fig.- 133.- Carácter predominantemente arenoso de los depósitos de overbank
- Fig.- 135.- Mud cracks en la base de un nivel arenoso. Tramo del desvío a Can Estruch. Valle del Llobregat.
- Fig.- 136.- Acanalamientos con rellenos arenoso-lutíticos interpretados como de,colmatación de "gullies" tras períodos de inundación.
- Fig.- 137.- Nodulización-fisuración en las calizas de los tramos altos de la formación en el corte de la Riera de Sant Jaume. Sección pulida. Muestra SJ 38.
- Fig.- 138.- Caliza micrítica en la que se observa fisuración y algunos moldes de evaporitas (flecha) con rellenos de calcita. Lámina delgada, muestra SJ 38.
- Fig.- 139.- Canto de nódulo de caliche con recubrimiento de láminas de origen algal en las que se observan los fantasmas de filamentos perpendiculares a las láminas. Lámina delgada. Muestra CO 102.
- Fig.- 140.- Construcciones algales estromatolíticas procedentes de depósitos de relleno de canal. Compárese con las construcciones algales de la Fm. Poble de Claramunt. Sección pulida. Muestra CO 9.



dante moteado de color amarillento, rojo y gris, con manchas correspondientes a marmorización. Los materiales son areniscas de grano muy fino y lutitas, de gran contenido en carbonato (entre 26 y 67%). En la parte superior, aparece un nivel potente de lutitas carbonatadas violáceas. Sobre éste yacen areniscas con ripples y flasers y un nivel de 2 m. de areniscas y conglomerados (metros 461 a 466).

Finalmente, entre los metros 466 a 483 (lám. II, SJ), se observa la presencia de niveles arenosos y margosos que alternan con bancos de caliza oquerosa, y que en la parte superior soportan un tramo de 2,5 m. de calizas. Los niveles arenosos-margosos de este tramo presentan colores grisáceos y violáceos, presentando estructuras similares a la carnización de determinados niveles lutíticos del grupo Pontils del área de Igualada. Poseen un contenido en carbonatos muy elevado (entre 25 y 57%). Los bancos de caliza que alternan con estos niveles no sobrepasan los 60 cms. de potencia, poseen un aspecto oqueroso y en ocasiones carnizar. El nivel de la muestra 38, en sección pulida aparece como una caliza gris oscura con abundante fisuración que a veces enlaza parches esparíticos (Fig. 137). En lámina delgada (Fig. 138) aparece como una micrita con escasos granos de cuarzo detríticos y con moldes de evaporitas rellenos de esparita, y parches irregulares de la misma que corresponderían a moldes de raíces (?) más o menos redondeados. Las fisuras y grietas se ramifican perdiendo grosor progresivamente. Determinadas zonas presentan aspecto noduloso.

Sobre el último banco de aspecto oqueroso, yacen 2 m. de calizas grises en niveles más o menos compactos y lutíticos de hasta 30 cms. de potencia que muestran abundantes parches esparíticos correspondientes a raíces, y señales de fisuración y nodulización. El material original parece estuvo constituido por fangos micríticos intraclásticos. Se observan texturas atribuibles a "velums" algales similares a las descritas en la Fm. Bosc d'En Borrás (cap. 2.2.5.7.). Poseen carófitas y gasterópodos lacustres.

La disposición en la vertical de estos niveles, se puede deber a una progresiva instalación de condiciones lacustres-palustres; así los niveles lutítico-arenosos con abundante moteado y señales de marmorización podría corresponder a episodios de encharcamiento incipiente, con oscilaciones del nivel freático, al que sigue la instalación de un canal arenoso-conglomerático y sobre este un episodio palustre con el que alternan fases de aportes detríticos con fases lacustres con deposición de fangos carbonatados y emersiones y pedogénesis ("modificaciones palustres") registradas por la formación de evaporitas y fisuración y nodulización de los fangos carbonatados (cf. cap. 2.2.5.7.). Por último se desarrolla una fase lacustre con abundancia de carófitas y gasterópodos, con episódicas emersiones y ramociones que modifican las texturas deposicionales primitivas (intraclastos, nodulización-fisuración, instalación de vegetación).

Los depósitos algales. Además de las algas de niveles lacustres mencionadas anteriormente, cabe destacar la presencia en la Fm. La Salut de construcciones y recubrimientos de cantos debidos a algas en depósitos de canales. Vamos a considerar dos niveles cuyas características son algo diferentes:

1) Nivel basal de la Fm. La Salut. Afloramiento de Collbató. Se halla situado bajo las casas del pueblo, en la carretera, antes de llegar al desvío que conduce a las Cuevas del Salitre.

El horizonte con algas forma parte de depósitos de canal y está constituido por unos niveles de areniscas blancas con tintes amarillentos y rojizos y niveles de conglomerados de tamaño guijarro, aunque aparece algún canto de hasta 15 cms. Los cantos son de costra calcárea con Microcodium y caliches del tipo IV (nódulos pisolíticos; ver apartado 2.3.2) y calizas

y dolomías del Trias. Algunos cantos presentan cubiertas algales del orden del milímetro o menos. Los cantos aparecen impresionados. Lateralmente los depósitos de este canal pierden su carácter conglomerático, y se observa se corresponde con el primer banco de arenisca de la Fm. La Salut del perfil de Collbató. Este banco llega a alcanzar 2,5 m. de potencia, poseyendo una gran extensión lateral.

Las cubiertas algales de los cantos, de las que rara vez se han encontrado espesores superiores a 2 mm., generalmente son discontinuas. En lámina delgada (Fig. 139), las cubiertas algales muestran una textura laminada, ligeramente ondulada, con escasas capas alternantes más o menos potentes. Las capas más delgadas (60 u) no presentan filamentos aparentes, mientras que las más gruesas muestran filamentos erectos que alcanzan la altura de la lámina (230 u). El grosor de los filamentos oscila entre 15 y 30 micras. Estos aparecen en forma de moldes ocupados por microsparita en el seno de un material con aspecto de micrita de grano muy grueso - microsparita. En las láminas más gruesas aparece algún grano de cuarzo y antiguos vacíos con relleno asfáltico en dos generaciones.

- 2) Niveles superiores del perfil de Collbató. Se localizan en la Capa del metro del perfil de Collbató. El banco con algas corresponde a un depósito de arenisca con estratificación cruzada de relleno de canal fluvial: La arenisca es calcarenítica, con abundantísimos bioclastos de origen algal, de color gris y aspecto externo de caliza. Posee grano medio en la base, que pasa a fino hacia el techo del nivel. La capa arenosa posee un contacto basal erosivo, yaciendo sobre lutitas rojas carbonatadas. En la base del nivel se encuentran construcciones algales más o menos globosas y fragmentadas, de 10 a 15 cms, mientras hacia la parte media poseen forma aplanada. En la parte media y superior del banco aparecen secciones que corresponden a construcciones oncolíticas con dimensiones de hasta 8 x 20 cms., así como numerosos fragmentos estromatolíticos. Las masas algales están constituidas por una alternancia de láminas claras y oscuras, con forma lisa o columnar (Fig. 140). A veces, intercaladas entre esta alternancia aparecen láminas de textura paletoides en las que se observan filamentos. Las bandas claras, que poseen un espesor del orden de un milímetro, muestran algún filamento algal y pasan, a veces insensiblemente, a la textura paletoides; las oscuras poseen menor espesor y contacto superior neto e inferior algo difuso. Entre las bandas algales de una masa, se observa a veces numerosos granos detríticos, pero no se han visto nunca dentro de las texturas algales.

La presencia de construcciones algales en el seno de depósitos de canal, así como las características de dichas construcciones indican la existencia de épocas de circulación de agua muy restringida y poco cargada de sedimento, que contrasta con períodos de elevada energía y transporte de material grueso en los canales que las incluyen. En el caso del nivel basal de Collbató, estos períodos de "calma" debieron ser escasos a juzgar por el poco desarrollo de las construcciones, limitadas únicamente a delgados recubrimientos en los cantos. No es así en el caso de la capa con algas de los niveles altos, donde las construcciones se presentan como crecimientos de varios centímetros de grosor. Esto induce a pensar que el canal permaneció durante largas épocas inactivo, con zonas encharcadas o de escasa circulación de agua. Esta, a tenor de lo expuesto en el capítulo 2.2.5.5. debió estar cargada en carbonato cálcico, hecho perfectamente suposible si se considera la naturaleza del material transportado por tracción en el canal. A estos períodos de escasa o nula circulación seguirían épocas funcionales con destrucción de muchas de las construcciones, aportando al sedimento transportado por tracción gran cantidad de "bioclastos".

Disposición estratigráfica de las facies. Las facies distinguidas anteriormente se disponen según el esquema siguiente: Las facies aluviales de areniscas masivas se sitúan en los niveles inferiores y superiores de la formación, no estando presentes en el corte de Collbató. Estas facies representan el tránsito entre facies de abanico aluvial (Fm. Cairat, Conglomerados de Montserrat) y las facies de capas de arenisca más o menos conglomerática que alternan con tramos arenosos y lutíticos, constituyendo estas facies el grueso de la formación, y presentando unas secuencias particulares complejas. En la zona de Can Mimó y Riera de Sant Jaume, en la parte alta de la formación aparecen facies de origen lacustre, constituidos por niveles de calizas y margas arenosas así como niveles con paleosuelos hidromorfos. En toda la formación se observa una variación en la vertical del porcentaje de los tipos de cantos, que generalmente son subredondeados a subangulosos (lám. II). Se pasa de la ausencia a un porcentaje bajísimo de cantos de pizarra en los niveles basales, con gran predominancia de cantos de caliza y dolomía y presencia de cantos de cuarzo y lidita a porcentajes cada vez mayores de cuarzo y pizarra, llegando a constituir estos generalmente más del 20% en los niveles más altos de la formación. En Collbató, en los niveles basales aparecen abundantes cantos de caliches de la Fm. Mediona. Los niveles que poseen construcciones algales, corresponden únicamente a bancos de arenisca localizados en el perfil de Collbató; un nivel inferior, situado en la base de la Formación, únicamente posee recubrimientos milimétricos algales en los cantos, mientras el superior posee construcciones similares a las de la Fm. Claramunt del área de Igualada. Ambos niveles están situados en las facies aluviales de alternancia de capas de areniscas conglomeráticas y tramos lutítico-arenosos.

El color rojo de la mayor parte de las capas de esta formación estaría ligado a niveles freáticos muy bajos, con escasez de materia orgánica que provocaría una oxidación generalizada de los materiales de la llanura de inundación, y que únicamente conservaría colores drab en las zonas más bajas de los canales, donde el nivel de agua sería más permanente. Además de esta localización, se observan capas drab en los tramos lacustres, donde la abundancia de materia orgánica y niveles freáticos altos evitaría la oxidación y enrojecimiento en sus niveles. El color gris o blancuzco de los depósitos de canales con algas poseería el mismo origen. En las zonas con tendencia lacustre-palustre, la existencia de niveles freáticos altos queda corroborada por la presencia de paleosuelos hidromorfos en depósitos fluviales de la llanura de inundación (Riera de Sant Jaume).

Contenido paleobiológico, Edad.

El contenido fosilífero de esta formación es muy escaso. Cabe destacar la presencia de cianofíceas fósiles en facies de canales fluviales en el corte de Collbató, y algunos gasterópodos en niveles violáceos (SJ29' con Melanopsis aff. dubiosa, así como en las calizas lacustres asociados a carofíceas (Maedleriella lavocatí; SJ 44).

Con esta escasez de fósiles, es difícil no solo precisar, sino aun aventurar la edad de esta formación. Maedleriella lavocatí posee un rasgo estratigráfico muy dilatado (Ilerdiense-Biarritziense), y aunque Melanopsis dubiosa sea típica de los niveles lutecienses de Francia, es de escaso valor dado el carácter puntual de su localización.

Por otra parte el hecho de que los niveles más altos de la Fm. La Salut quedan aproximadamente unos 200 m. bajo los niveles más inferiores que han podido ser datados como biarritzienses, y dadas las edades de la Fm. Mediona y de la Fm. Cairat, hacen pensar, dentro de la duda razonable, que esta Formación poseería una edad Cuisiense a Luteciense.

Consideraciones ambientales y paleogeográficas.

Los diferentes ambientes sedimentarios que han sido interpretados a partir de los depósitos que constituyen esta formación, se han mencionado en diversos apartados anteriores, no obstante conviene ofrecer una visión global de la evolución ambiental representada. Así, los niveles basales de esta formación nos sitúan en ambientes distales de abanicos aluviales, al pie de los mismos, representados en una franja que va desde el este de Collbató (zona de la Fong de Les Brumetes) hasta las cercanías de Coll Cardús, posteriormente ocurre la instalación de un régimen fluvial que se desarrolla en toda la franja aflorante y caracterizado por una gran irregularidad en los caudales de sus ríos, frecuencia e intensidad de inundaciones, con unos modelos no sencillos, que muestran características tanto de cursos meandriformes como de anastomosados y con interdigitaciones constantes con facies distales de abanicos aluviales. El anastomosamiento, probablemente estaría ligado a la gran cantidad de carga que transportaría dichos cursos y a la existencia de una topografía compleja en los canales. Estos presentan en sus depósitos abundantes estructuras de régimen de flujo alto, que ligado a la granulometría relativamente gruesa y características de los depósitos de inundación, hace pensar que en periodos de crecida, flujos de gran intensidad sobrepasarían los bancos del canal, constituyéndose casi en sheet floods, depositándose en las zonas de "llanura" de inundación unos materiales a menudo similares a los de los canales, y que en ocasiones dificulta la distinción entre depósitos de uno y otro subambiente. Después de cada crecida es muy probable que el trazado de los canales (desarrollados en etapas de flujo más bajo) sufriera modificaciones intensas. En algunos canales se presentan construcciones carbonatadas algales, similares en algún caso a las que se encuentran con otras formaciones y evidentemente favorecidas en su desarrollo por la naturaleza fundamentalmente carbonatada de los materiales que transportaban los cursos fluviales. Las paleocorrientes observadas, poseen gran variación predominando entre procedencias del SW hasta procedencias del E, que se explican a tenor de las características del modelo expresado. Este ambiente fluvial, muestra en la zona de Can Mimó-Coll Cardús una asociación con ambientes lacustre-palustres desarrollados en la llanura de inundación. Los niveles altos de la formación muestran la instalación de facies íntimamente ligadas a conos de deyección, partes distales de los mismos, y precursoras de los ambientes de abanico aluvial que están reflejados en los conglomerados de Montserrat, Sant Salvador de Les Espases y Carena del Torrelles. Los materiales de esta formación afloran únicamente entre Collbató y la zona de Coll Cardús, hacia el centro de la cuenca, probablemente evolucionan y pasan lateralmente a materiales del Grupo Pontils, atravesados por los sondeos de Castellfullit y Santpedor (Fig. 163) y cuyo significado es el de ambientes más distales que los de esta formación. Paleogeográficamente, caracterizan zonas próximas a abanicos aluviales desarrollados junto al borde de la Cuenca del Ebro, cuyos representantes contemporáneos se encuentran en las facies conglomeráticas de Sant Llorenç del Munt.

2.3.5.- LAS FACIES CONGLOMERATICAS SUPERIORES

En el área estudiada sobre las formaciones descritas anteriormente yacen unos niveles fundamentalmente conglomeráticos y cuyo estudio ha permitido distinguir varias características que proporcionan elementos de juicio para separar diferentes litofacies y unidades deposicionales. Por una parte, las características de estos conglomerados (redondeamiento de los cantos, litología de los mismos, selección etc.), y por otra su posición estratigráfica y geometría ha permitido diferenciar las siguientes unidades:

2.3.5.1.- CONGLOMERADOS DE MONTSERRAT

Comprenden no sólo los tramos conglomeráticos masivos del macizo de Montserrat, sino también varios niveles conglomeráticos relacionados o conexos: Pla de les Bruixes, L'Hospiei, Sant Salvador de Les Espases, Coll de l'Horpina, Carena del Torrelles, El Boixadell.

La conocida montaña de Montserrat (Fig.141) está constituida en gran parte por pudingas poligénicas que constituyen potentes tramos masivos, sobre todo en las zonas SW y S del macizo. En dirección Norte y Este, las masas conglomeráticas se deshilachan pasando a tramos arenoso-lutíticos rojos con intercalaciones de niveles, en ocasiones potentes, de conglomerados (Fig. 142). En las direcciones indicadas, estos tramos pasan a su vez a otros con abundantes intercalaciones de niveles con fauna marina (ver ANADON y MARZO, 1975).

Los tramos conglomeráticos masivos basales poseen una gran continuidad lateral, sobre todo hacia el Este, apoyándose en toda su extensión sobre los materiales fundamentalmente arenosos de la Formación La Salut. Estos tramos basales que poseen una potencia de hasta más de 200 metros, disminuyendo hacia el Este, constituyen los niveles de conglomerados del Pla de les Bruixes (Fig. 141), Sant Salvador de Les Espases, Carena del Torrelles y del Boixadell, junto a Coll Cardús, aun cuando en estas dos localidades presenta un carácter muy arenoso. Entre el Pla de Les Bruixes y Sant Salvador de Les Espases discurre la falla de Coll de les Bruixes, que desplaza a estos tramos conglomeráticos masivos basales (véase mapa geológico adjunto). Otros tramos conglomeráticos masivos superiores poseen gran extensión (ej. nivel de Santa Cecilia), pero no es la regla general.

Los Conglomerados de Montserrat, nombre con que siguiendo a RIBA (1975) y ANADON y MARZO (1975) entre otros, designaremos a la unidad litoestratigráfica informal caracterizada por estar constituida por pudingas poligénicas, en tramos potentes, con intercalaciones arenosas y escasos bancos lutíticos. Hacia el Norte y Este pasa lateralmente a las facies de Vacarisses y a niveles marinos del Grupo Santa Maria (ROSELL et al. 1973). Hacia el W y NW, no puede observarse el paso lateral de los niveles inferiores, pero los superiores pasan a unos tramos rojos, constituidos por niveles de areniscas y lutitas con intercalaciones de bancos de conglomerados, que afloran en la zona de el Raval y al oeste del Hostal dels Bruca, que a su vez pasan lateralmente a los niveles marinos del Grupo Santa Maria del área de Castellolí-Igualada y tramos continentales superiores ("Fm. Artés" de FERRER, 1971). Los niveles más altos de Montserrat (Conglomerados de Sant Jeroni), constituyen un afloramiento aislado, cuyos equivalentes distales deben buscarse en los niveles de las cercanías de Castellfollit del Boix.

La edad y origen de los conglomerados de Montserrat, ha suscitado desde antiguo grandes discusiones. Listas de autores que se han ocupado de Montserrat y áreas proximas figuran en los trabajos de LLOPIS y MASACHS (1943) y de FERRER (1971), a los que se remite al lector. Teniendo en cuenta las observaciones efectuadas con motivo de este trabajo, y los datos elaborados por otros autores, se puede afirmar lo siguiente: Los niveles basales (tramos masivos del macizo de Montserrat, niveles del Pla de Les Bruixes, Sant Salvador etc), quedan por debajo de la primera "cuña" marina (Monistrol de Montserrat-Estación de Vacarisses). PLAZIAT (1969) cita la presencia de Nummulites garnieri en la cuña de Monistrol de Montserrat. MASACHS (comunicación personal) cree que los ejemplares de Nummulites recogidos por el autor junto a la estación de F.C. de "Monistrol Central" se tratan de Nummulites aff. garnieri, pudiéndose tratar de formas predecesoras del tipo. El hallazgo de una fauna carcínica abundante en los materiales de la cuña marina de Monistrol (L. VIA comunicación personal) con la presencia de Portunas catalanicus, Retrocypoda

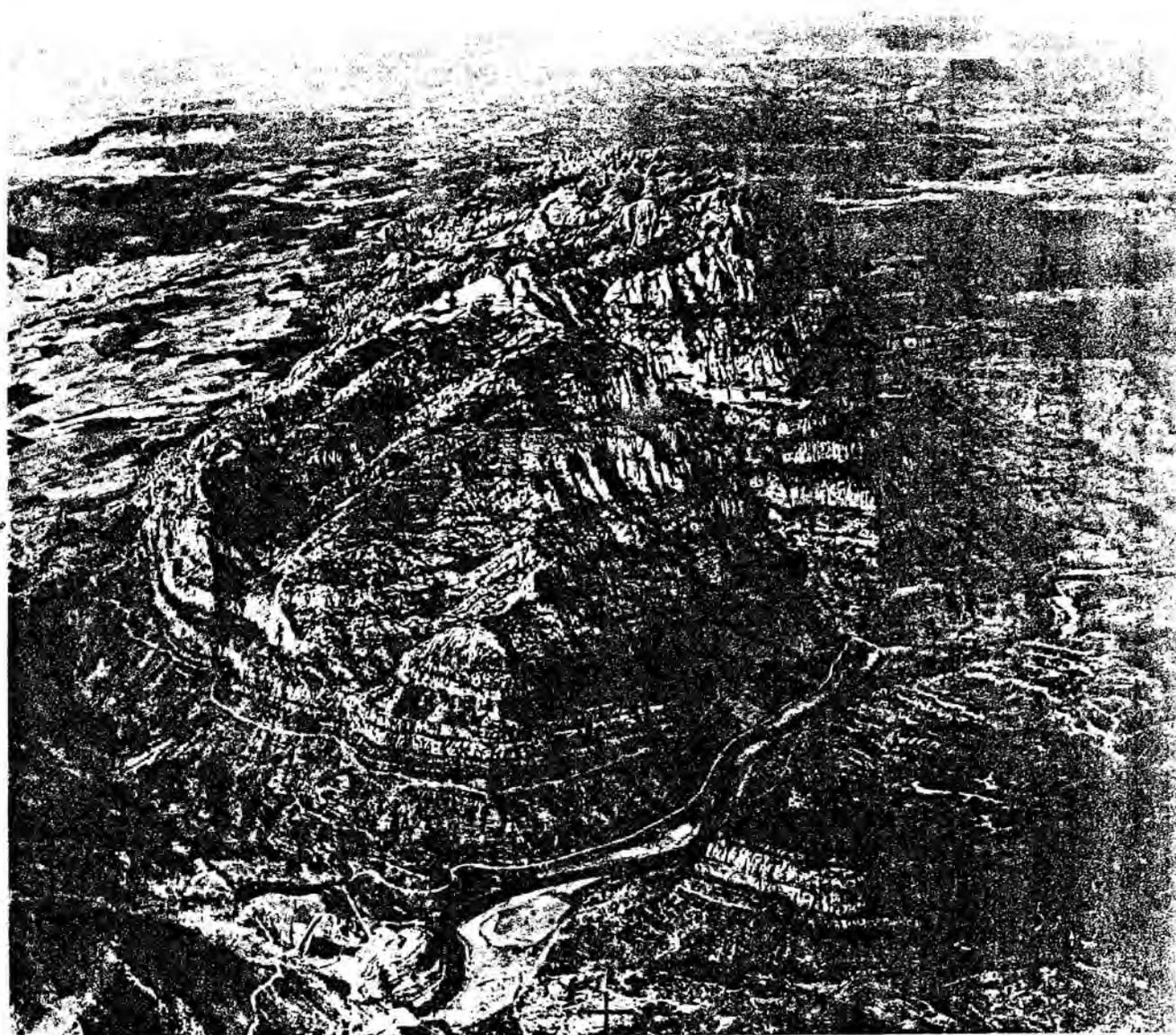


Fig. 141.- Vista aérea oblicua de la montaña de Montserrat desde la vertical de la zona de Olesa de Montserrat. Obsérvese el deshilachamiento de las masas conglomeráticas desde el centro a la parte derecha de la fotografía. (En dirección hacia el centro de la cuenca.)

almelai, Hepaticus poverelli y Typilobus boscoi, indicaría según VIA un Biarritziense medio basal para los niveles de dicha cuña marina, edad que concuerda con la presencia de Nummulites aff. garnieri en dichos niveles. Los niveles conglomeráticos basales, en la zona de la Riera de Sant Jaume, quedan sobre los materiales de la Fm. La Salut que poseen bancos con fósiles que datan el Luteciense. Teniendo en cuenta todos estos datos, la edad de los niveles basales de los Conglomerados de Montserrat sería Luteciense superior-Biarritziense inferior. Las cuñas más altas que se indentan en la zona de La Calsina-Sant Benet y por encima de Santa Cecilia, pueden asimilarse al Biarritziense superior-Priaboniense inferior (Bartoniense superior de SOLE, 1942), por lo que los conglomerados de Sant Jeroni podrían representar el Priaboniense superior y aun la base del Oligoceno.

En este apartado se tratarán fundamentalmente los aspectos sedimentológicos de los niveles basales, dado que estastesis está centrada en el estudio de los materiales paleógenos anteriores a la transgresión biarritziense. No obstante, es interesante efectuar algún comentario sobre los niveles superiores por cuanto su estudio suministra datos muy interesantes sobre aspectos diversos y ayuda a la comprensión del conjunto de facies conglomeráticas superiores.

A) Los niveles basales: Se han considerado como tales, teniendo en cuenta los propósitos de este trabajo, los tramos que quedan por debajo de la prolongación, hacia el interior de la masa de conglomerados, de los niveles de la primera cuña marina (o de Monistrol).

Mientras en la vertiente de la Riera de La Salut los niveles basales están constituidos por tramos de conglomerados masivos, que parecen intercalar un tramo con más niveles arenosos, dadas las características morfológicas de dichos tramos (Fig. 143), hacia el Este y Norte de esta zona, tiene lugar un deshilachamiento, pasando en parte lateralmente en dirección a Vacarisses a las facies del mismo nombre. No obstante, en dirección Este, se prolonga el afloramiento de bancos masivos de conglomerados correspondientes a los niveles más basales, habiéndose deshilachado el resto y constituyendo los niveles del Pla de Les Bruixes, Sant Salvador de les Espases, Carena del Torrelles, Coll de l'Horpàna, y El Boixadell. No obstante, todos estos niveles conglomeráticos, poseen un espesor mucho más reducido cuando más al Este se encuentran, debido al cambio lateral de facies que se observa, pasando de tramos conglomeráticos masivos a tramos con potentes intercalaciones de bandos fundamentalmente arenosos, y por último a un tramo conglomerático con capas arenosas abundantes, intercalado entre tramos arenosos. En dirección norte ocurre un cambio similar. Hacia el W tiene lugar una condensación de los niveles debido a la presencia de discordancias.

En Sant Salvador de Les Espases el tramo de conglomerados posee una potencia superior a 150 m., intercalando hiladas de arenisca roja. Los cantos son de caliza, arenisca, cuarzo y alguno de pizarra en los bancos basales, aumentando el porcentaje de estos hacia los bancos superiores. Los cantos son subredondeados, aumentado el tamaño medio hacia los niveles más altos. En general el tamaño medio es de 7 a 8 cms. y el tamaño máximo observado es de 40 cm. En la Riera de Sant Jaume el tramo conglomerático de la Carena del Torrelles está constituido por bancos de conglomerados al alternan con bancos de areniscas conglomeráticas. Los cantos son mayoritariamente calcáreo dolomíticos con predominancia de cantos de liditas, cuarzo y alguno de pizarra (menos del 10%); son subredondeados a subangulosos, y predominan los niveles cuyo tamaño es el de guijarro.

Hacia el Norte de la Riera de La Salut, el corte de la carretera de Olesa de Montserrat a Manresa ofrece un buen corte de este tramo conglomerático

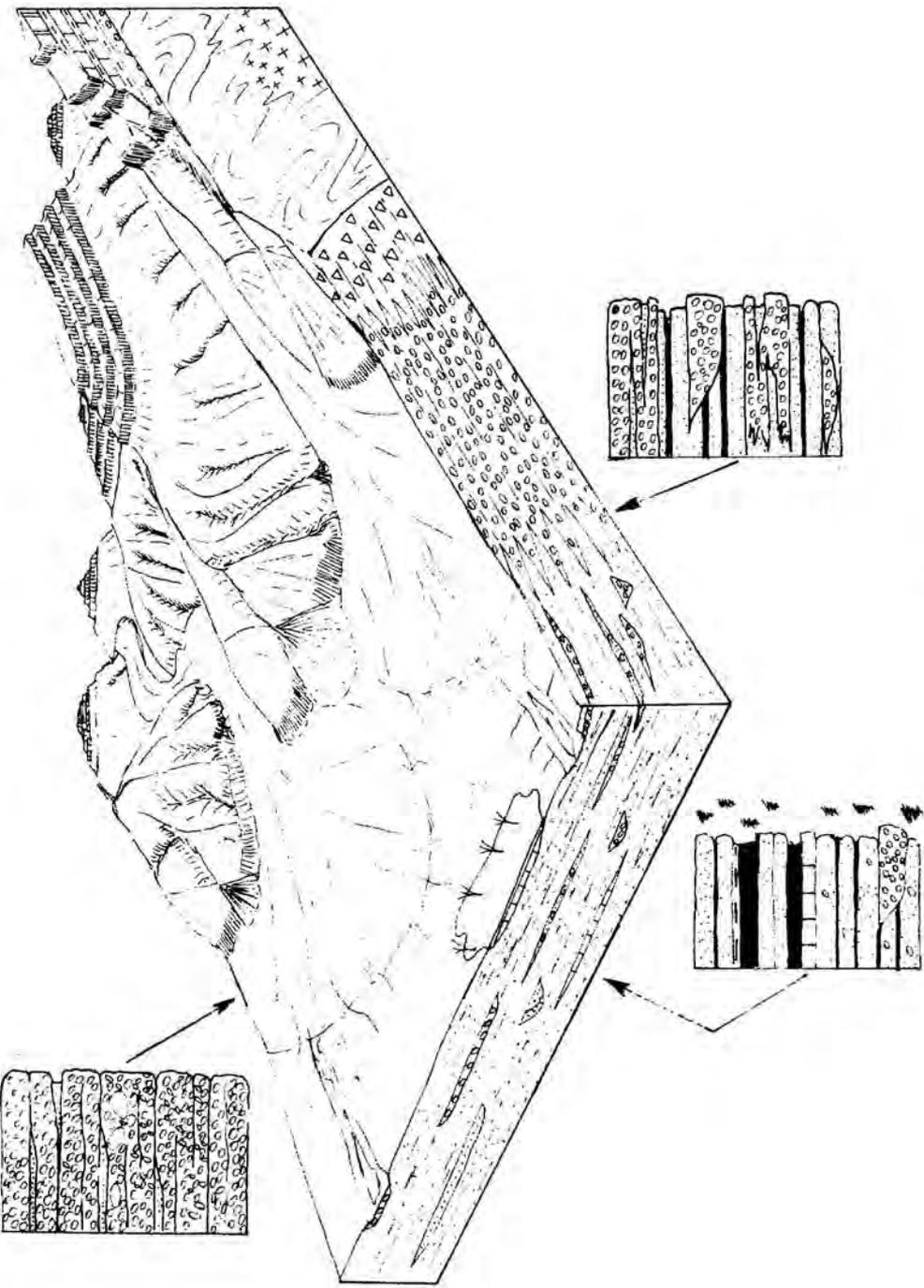


Fig. 156

basal, pero muy deshilachado (Fig. 145), y habiendo perdido el caracter masivo que posee más hacia el sur. Estos niveles corresponden al tramo comprendido entre los metros 485 y 708 del perfil LP (Lám. II), bajo los niveles de la cuña de Monistrol. Se puede constatar en este corte la existencia de dos subtramos fundamentalmente conglomeráticos y de un subtramo intermedio fundamentalmente arenoso rojo con abundantes capas finas lutíticas, en el que abundan los acanalamientos con relleno lutítico-arenoso con acreción vertical "concéntrica" descritos en la Fm. La Salut, en los niveles de overbank. En este corte se presentan unas paleocorrientes dominantes del E y SE.

Hacia el W tiene lugar una condensación de los niveles debido a la presencia de discordancias (zona de Collbató, fig. 144).

En un trabajo anterior (ANADON y MARZO, 1975) se efectuaban algunas consideraciones ambientales, que serán ampliadas aquí. En los tramos basales de las facies de Montserrat se pueden distinguir depósitos correspondientes a diferentes subambientes de abanicos aluviales. Los tramos masivos, constituidos por bancos potentes de conglomerados, caracterizados por la presencia de cicatrices de aspecto más o menos plano y con escasas intercalaciones arenosas de poca potencia y cierta continuidad lateral representan las facies más proximales. La falta de profundos acanalamientos, el caracter plano de las cicatrices y escasez de intercalaciones arenosas hacen pensar que la deposición de estos materiales tuvo lugar más que por barras en canales con curso fijado, por flujos de gran extensión areal, de considerable fuerza, que se desparramarían por la superficie del abanico a modo de manto (sheet floods). En las épocas de descenso de estos flujos, podría resultar un modelo de corrientes trenzadas con canales de escasa profundidad y en los que podría tener lugar la deposición de materiales finos (arenas). No obstante, con la siguiente avenida, gran parte de este material fino podría ser erosionado o retrabajado. Progresivamente hacia partes más distales, las intercalaciones arenosas aumentan en número y potencia, hasta pasar a unas facies intermedias de abanico caracterizadas por la presencia de bancos potentes conglomeráticos, a menudo provenientes del amalgamamiento de varias capas que alternan con, o intercalan, unos tramos de areniscas y lutitas que poseen bancos, a veces potentes, lenticulares o tabulares de conglomerados. En algunos niveles se localizan abundantes diques clásticos. La Fig. 145, muestra las características de estas facies, en las que los niveles de conglomerados representarían las zonas más activas del abanico (canales), que a menudo se amalgaman, mientras que los materiales finos (lutitas, areniscas) representarían facies de desbordamiento de dichos canales, y en ocasiones depósitos distales de sheet floods. Muchas capas de arenisca presentan aspecto masivo, sin estructura, con contacto inferior erosivo y pasando transicionalmente hacia el techo a niveles de lutitas. En estas facies se observa la presencia, en tramos fundamentalmente arenosos, de acanalamientos con relleno lutítico-arenoso en depósitos múltiples cóncavos concéntricos, idénticos a los que se observa en facies similares de la Fm. La Salut y atribuibles a arroyos (gullies) desarrollados en las áreas entre canales tras las inundaciones. En estas zonas intermedias del abanico, tendría lugar pues, una diferenciación de canales y de zonas "entre canales", cosa que no ocurría en las zonas más proximales, donde la individualización de aquellos sería muy poco marcada, y probablemente restringida a las fases de descenso de los flujos que se desparramarían por la superficie, constituida por un manto de gravas del área más próxima al "cañón" del abanico. Los deshilachamientos, a veces, indicarían el paso de facies proximales a facies relativamente más distales (intermedias). No obstante, pueden interpretarse en ocasiones como migraciones de lóbulos o de las zonas más activas del abanico. En las zonas intermedias temporalmente desprovistas de la actividad más intensa de transporte de gravas o en zonas

entre lóbulos del abanico, o marginalmente a él, los depósitos estarían constituidos por materiales relativamente finos. Como depósitos de tales áreas pueden interpretarse los tramos fundamentalmente arenosos que se encuentran asociados a tramos conglomeráticos, como por ejemplo los tramos arenosos que yacen sobre los niveles conglomeráticos de Sant Salvador de Les Espases, Carena del Torrelles, El Boixadell, etc. Estos tramos, que pueden alcanzar una potencia de más de 30 metros, están constituidos por bancos arenosos, de aspecto masivo, separados por hiladas o cicatrices lutíticas. Las areniscas, a veces presentan hiladas y lentejoncillos de gránulos y conglomerados, rara vez poseen estructuras sedimentarias aunque en ocasiones se ha observado estratificación cruzada de tipo trough. Generalmente están muy mal seleccionadas, poseen grano fino o medio y ofrecen un aspecto masivo, mamelonar. A menudo presenta bioturbación y aunque el color predominante es el rojo, numerosos niveles poseen moteado pardo, amarillento o violáceo. En el área entre Sant Salvador y el Boixadell, en la parte superior, poseen delgados bancos de calizas lacustres y niveles con abundantes trazas de hidromorfía y bancos con crecimientos algales oncolíticos. En la zona de Sant Salvador-Torrelles soporta un tramo conglomerático (niveles del Coll de l'Horpina). Estratigráficamente este tramo fundamentalmente arenoso se corresponde con el que aparece intercalado entre los tramos más conglomeráticos del Corte de La Puda (lám. II).

Las capas con algas están bien desarrolladas en los niveles superiores del tramo fundamentalmente arenoso que yace sobre el tramo arenoso-conglomerático que constituye la Carena del Torrelles. En la loc. M-4 se observa que sobre varios de estos niveles de areniscas rojas, con parches versicolores verticalizados, muy mal clasificadas y bastante carbonatadas, yace un banco de caliza gris verdosa de 60 cms. de potencia, que presenta zonas más arcillosas verticalizadas; la parte superior presenta noculización y tintas rosados. Sobre este nivel carbonatado yace un banco de 30 cms. de lutita, rojo violácea en la base, que en la parte superior evoluciona a areniscas lutíticas nodulares. A este banco le sigue una capa de margas muy arenosas rojas con parches rosados y violáceos, muy abundantes en la parte superior de la capa. Sobre el tramo anterior yace un nivel arenoso, de desarrollo y potencia irregular, llegando hasta 1 m; con oncolitos y abundantísimos bioclastos (Fig. 147).

Este nivel lateralmente pasa a poseer una constitución marga arenosa, de color gris rojizo, conteniendo algún resto algal y numerosos bioclastos de las mismas. En este nivel se han encontrado asimismo restos de gasterópodos atribuibles al género Melanopsis.

Al banco oncolítico le sigue un nivel de 0,5 m. de margas muy arenosas rojas y violáceas que soporta una capa de caliza con algas de 15 cms. de potencia. Por último, el tramo arenoso culmina con un nivel de unos 2 metros de potencia constituido por areniscas de color rosado violáceo con parches rojos y ocres verticalizados que abundan en el techo de la capa. Poseen "nidos" e hiladas de gránulos y guijarros pequeños, así como intercalaciones más lutíficas.

Las construcciones algales estromatolíticas aparecen en forma de crecimientos oncolíticos (Fig. 146), de forma general cilíndrica y de pequeño tamaño (el diámetro no suele exceder los 3 cms. y la longitud 10 cms.). El núcleo en muchas ocasiones está constituido por un relleno esparítico (Fig. 146, 147) correspondiente a un antiguo molde. Los moldes podrían corresponder a ramas o fragmentos vegetales que no han fosilizado; llegando a alcanzar 1 cm. de diámetro. En otros casos el núcleo está formado por material detrítico. El crecimiento oncolítico está constituido por capas alternantes claras y oscuras (Figs. 146, 148). Las bandas oscuras aparecen a veces laminadas, y poseen moldes de filamentos rellenos de microesparita, de pocas micras de diámetro y hasta 500 u de largo en el seno de una masa micrítica. Las bandas claras corresponden a una textura de aspecto grumoso con numerosos parches espa-

CONGLOMERADOS DE MONTSERRAT

- Fig.- 143.- Panorámica de los tramos conglomeráticos masivos basales de Montserrat y su continuación hacia el Este (Nivel del Pla de les Bruixes)
- Fig.- 144.- Discordancia entre los tramos conglomeráticos masivos inferiores de Montserrat. Zona de la Riera de La Salut.
- Fig.- 145.- Niveles del puente del Aéreo De Montserrat. Se corresponde con la parte izquierda de la fig. 145 (lámina). Facies intermedias proximales de abanico aluvial.
- Fig.- 146.- Oncolito de los tramos arenosos superiores a los Conglomerados de la Carena del Torrelles. El núcleo esparítico podría corresponder al relleno de un antiguo fragmento vegetal. Sección pulida. Muestra SJ 53'.
- Fig.- 147.- Arenisca del nivel que posee los crecimientos oncolíticos de las figuras 146 y 149. Obsérvese los pequeños recubrimientos algales de antiguos restos vegetales o bien de cubiertas de larvas de quironómidos, posteriormente ocupados por esparita. Lámina delgada. Muestra SJ 53.
- Fig.- 148.- Crecimiento oncolítico constituido por láminas alternantes más claras y oscuras. Tanto en unas como en otras se observa perfectamente los moldes de filamentos algales, así como secciones de cubiertas de larvas de quironómidos con relleno esparítico. Localidad M-5. Lámina delgada.
- Fig.- 149.- Crecimiento oncolítico similar al de la fig. 148. Niveles superiores de la Carena del Torrelles. Riera de Sant Jaume. Lámina delgada. Muestra SJ 53' (2).

CONGLOMERADOS DE SANT LLORENS DEL MUNT

- Fig.- 150.- Sant Llorenç del Munt visto desde la Riera de Les Arenes. Potentes tramos masivos de conglomerados. Los escarpes están condicionados por niveles don mayor abundancia de cantos calcáreos.



Fig.143

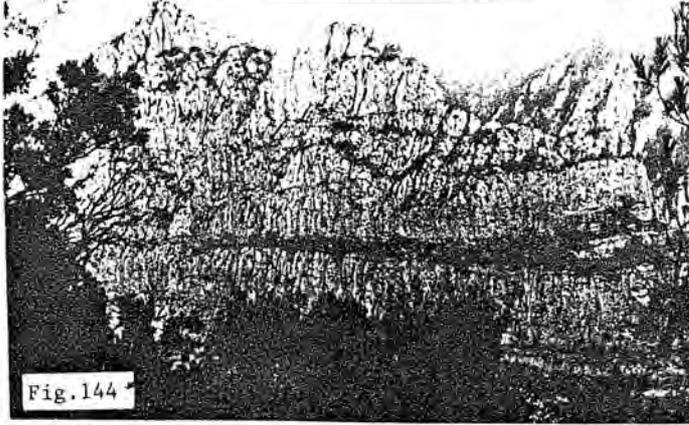


Fig.144

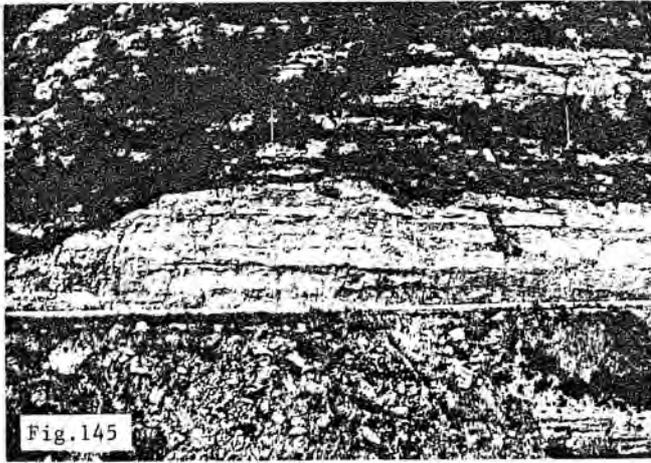


Fig.145



Fig.150



Fig.146



Fig.148
0,5 mm



Fig.149
1 mm

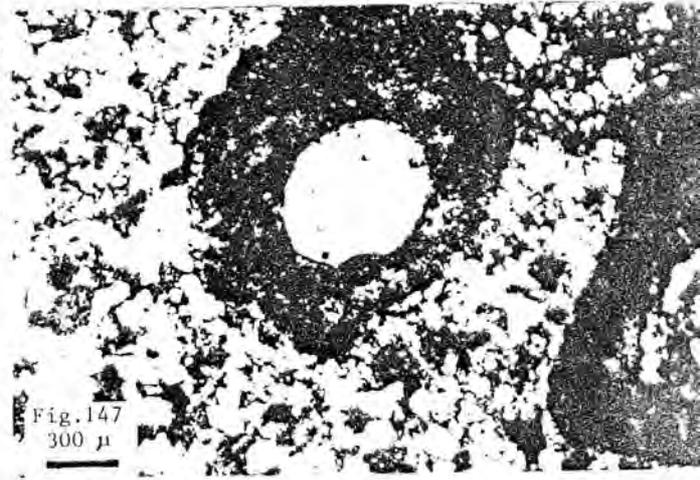


Fig.147
300 μ

1
02
03

ríticos. Presentan antiguos huecos de forma cilíndrica y secciones de menos de 1 mm. de diámetro, rellenos de esparita (Fig. 149). Estos huecos son atribuidos por IRSON y MULLER (1968) a galerías de larvas de insectos (quironómidos).

El significado de estos niveles es múltiple. Por una parte se presentan asociados depósitos lacustres (bancos de caliza) con escasa influencia detrítica, que han sufrido procesos pedogenéticos, al igual que los niveles detríticos que poseen las secuelas propias de la edafización: traxas de raíces, nodulización y cierta marmorización en las calizas, y marmorización y señales de raíces en los niveles arenosos. El origen de los bancos detríticos, a tenor de sus características expresadas parece tener lugar como depósitos de sheet floods en zonas marginales, relativamente distales, de abanicos aluviales. En ocasiones estas arroyadas afectarían a zonas encharcadas, incorporando a sus depósitos fragmentos oncolíticos y oncolitos y fauna lacustre (Melanopsis). Las abundantes señales de marmorización que poseen la mayoría de los bancos arenosos masivos sugiere que en estas zonas distales o marginales se podrían producir encharcamientos efímeros y constantes oscilaciones en el nivel freático (paleosuelos hidromorfos). La presencia de galerías de quironómidos en los crecimientos algales apoyaría la hipótesis del desarrollo en medio lacustre-palustre de los crecimientos oncolíticos, con aguas quietas. La ausencia de estas galerías en los crecimientos algales análogos que se encuentran en los depósitos de canal de la Fm. Poble de Claramunt quizá se deba a que en dichos canales el agua circularía, aun en las épocas de menor cauda, y originando en estas épocas zonas con nivel freático libre donde tendría lugar el crecimiento de las construcciones algales y zonas donde el nivel freático quedaría bajo depósitos de relleno de canal.

En algunos bancos conglomeráticos de los niveles más altos de estos tramos basales de los Conglomerados de Montserrat se han localizado construcciones algales similares a las descritas anteriormente y a las que se encuentran en la Fm. La Salut, en la Fm. Claramunt. Así en la loc. M-5, cota 260, en unos niveles varios metros por debajo de la cuña marina de Monistrol, y en el techo de un banco conglomerático de origen fluvial, existe una cubierta algal de 10cms. de grosor en la que se observa un bandeado constituido por láminas lisas claras y oscuras alternantes poseyendo texturas diferentes. Las láminas poseen espesores desde menos de un milímetro a más de 7 mm. En lámina delgada se observa que las láminas claras se diferencian de las oscuras en la densidad de los filamentos algales, y mientras en las claras aparecen los moldes de los filamentos con una cubierta micrítica y con abundante esparita entre ellos, en las oscuras únicamente aparecen los rellenos internos de los mismos. Estas texturas son muy similares a las de los crecimientos oncolíticos que se encuentran en los niveles arenosos que yacen sobre los conglomerados de la Carera del Torrelles, observándose asimismo los moldes de envueltas de posibles larvas de quironómidos (Fig. 149) con relleno esparítico que se presentan en dichos crecimientos oncolíticos.

Asimismo en el perfil del Cairat-Monistrol, en los metros 662 y 683 se han observado construcciones idénticas. Estas se localizan en tramos conglomeráticos concavos de tamaño guijarro e hiladas de arenisca muy gruesa gris rosada. Los cantos son de dolomía, caliza, cuarzo, etc. Sobre una cicatriz se ha observado crecimientos planos estromatolíticos de pocos centímetros de espesor, de superficie lisa e incrustando conglomerados. Los otros crecimientos se encuentran como fragmentos estromatolíticos entre los cantos de conglomerado. Estos crecimientos presentan laminaciones alternantes claras y oscuras, muy finas, lisas y más raramente columnares. La textura macroscópica es idéntica a la de las algas de la localidad M-5.

La presencia de estas construcciones algales, en bancos originados como depósitos de corrientes de tracción de elevada energía, sugiere que dichas

construcciones se desarrollaron en episodios de encharcamiento posteriores a fases de transporte por flujos de elevada energía. El encharcamiento queda confirmado por la presencia de moldes de galerías de larvas de quironómidos en muchas bandas de crecimiento algal.

B) Los niveles conglomeráticos superiores a la cuña de Monistrol. Consideraciones genéticas sobre las facies de Montserrat. En una publicación anterior (ANADON y MARZO, 1975) se abordaban diversas cuestiones sobre las facies de Montserrat. Dado que los límites impuestos a este trabajo no incluyen el conjunto de estas facies, aquí se tratarán los aspectos de índole general, en algunos casos hipotéticos, sin entrar en cuestiones de detalle, que serán objeto de estudios posteriores ya iniciados. En el trabajo anteriormente citado se consideraban los conglomerados de Montserrat como depositados en ambientes de abanico aluvial (aluvial piedmont) que en la parte sur del macizo aparecían como cuerpos masivos potentes (facies proximales) que se deshilachaban hacia el N y E, intercalando materiales de granulometría más fina y de origen continental y marino. Tal descripción para estos niveles superiores encaja perfectamente con la definición de fan deltas (abanicos aluviales deltaicos) dada por McGOWEN (1971): "Fan deltas are basically alluvial fans that prograde into a body of water from an adjacent highland". A este respecto conviene analizar aquí estos conceptos así como el papel de las "cuñas marinas" en este dispositivo.

Han sido numerosos los autores que han descrito depósitos atribuidos por ellos a fan deltas, tanto en ambientes actuales como en el registro fósil: McGOWEN (1971), GRADSTEIN y GELDER (1971), FLORES (1975), SYKES & BRAND (1976) GALLOWAY (1976), ROSELL et al. (1976), etc. De todos estos trabajos se deduce una gran diversidad de dispositivos y secuencias previsibles, en muchos casos completamente diferentes de un ejemplo a otro. Esto no es extraño si tenemos en cuenta las siguientes consideraciones: Por una parte la diversidad de tipos de abanicos aluviales, caracterizados en muchos casos por procesos diferentes, dando lugar a depósitos diferentes (en granulometría, selección, texturas, litología y geometría) y por otra parte las diferentes zonas del abanico (proximal, intermedia, distal) que progradan en un momento dado con respecto al cuerpo de agua caerá una diversidad de situaciones, depósitos y secuencias que pueden quedar reflejadas en el registro fósil. Así, refiriéndonos a las facies de Montserrat, en un momento dado la progradación del abanico y el balance progradación abandono-transgresión da lugar a que en facies de tipo proximal caracterizada por potentes tramos masivos de conglomerados aparezcan niveles arenosos poco potentes y bancos cuyos cantos aparecen perforados por organismos litófagos en el seno de dichos tramos conglomeráticos masivos de Montserrat. Niveles con estas características se han localizado en el inicio del Camí dels Francesos en las cercanías de Can Jorba (El Bruc-Collbató), en la zona conglomerática masiva de Montserrat, y en los niveles de la cuña de Monistrol, al Sur de esta población (metros finales del perfil LP, lám. II). También puede referirse a una situación de fan delta la megasecuencia que constituye la "cuña" de Sant Benet o de la Calsina y el nivel de Conglomerados masivos de Santa Cecilia. En ANADON y MARZO (1975), se muestra un perfil estratigráfico correspondiente a dicha megasecuencia, y en la que se puede observar en la vertical el paso de facies de plataforma, de tipo nearshore, a facies recurrentes de barras conglomeráticas con cantos perforados por organismos litófagos en el techo de microsecuencias granocrecientes y finalmente a facies proximales de abanico aluvial (Conglomerados de Santa Cecilia). En este caso, la megasecuencia podría obedecer a una progradación influenciada por causas tectónicas o bien a la migración en un momento dado de un lóbulo o del conjunto del abanico. Las diferentes "cuñas marinas" seran pues, reflejo de las diferentes situaciones de subambientes del abanico, de lóbulos del mismo o bien

de todo él, progradando o migrando en su actividad principal durante el Biarritziense-Priaboniense.

Las características sedimentológicas de los Conglomerados de Montserrat han sido mencionadas en parte al efectuar la descripción de los tramos basales. Cabe hacer hincapié en la variación del porcentaje de composición litológica de los cantos (LLOPIS y MASACHS, 1943; MASRIERA, 1973), que muestran un incremento hacia niveles superiores en el porcentaje de cantos de materiales paleozoicos, siendo los más abundantes los de naturaleza calcáreo-dolomítica y presentándose en menor proporción los de cuarzo. Los cantos de los tramos masivos están generalmente en el grado de "guijarros" y "cobble", rara vez se encuentran cantos bivalvos, aunque en las cercanías de Coll Muset, M. MARZO y el autor localizaron un canto de cuarzo de un volumen aproximado de un metro cúbico. Generalmente los cantos son subangulosos a subredondeados, fuertemente cementados, lo que condiciona junto con el diaclasamiento el aspecto peculiar del macizo.

El control tectónico de la sedimentación, y el carácter molásico de la misma, queda probado por la existencia de discordancias progresivas y angulares en el macizo de Montserrat además del propio carácter de dicha sedimentación, aspectos que serán tratados en el apartado III-2. A este respecto, la sedimentación en Montserrat podría calificarse como de "Complejo de fan delta tectónico". Este apelativo está basado en las ideas de FRIEDMAN y JOHNSON (1966) quienes proponen el término de tectonic delta complex para "complejos deltaicos construidos en una cuenca marina contigua a un frente montañoso activo y dominado por areniscas orgénicas". Como otros ejemplos de fan deltas tectónicos pueden referirse los del Eoceno pirenaico (NILMAN, 1977), Mioceno de Menorca (ROSELL et al. 1976) y, en esta zona, Sant Llorenç del Munt.

2.3.3.2.- CONGLOMERADOS DE SANT LLORENÇ DEL MUNT

Se ha designado con este nombre a las facies de conglomerados masivos que afloran extensamente alrededor del macizo de Sant Llorenç del Munt. Los Conglomerados de Sant Llorenç del Munt han sido diferenciados como unidad informal por muchos autores (LLOPIS y MASACHS, 1943; IBA, 1967, 1975; ROSELL et al. 1975, entre otros). Poseen una extensión areal mucho mayor que la de los de Montserrat, (ROSELL et al. 1975, PEON et al. 1975).

Mientras que en la zona de Sant Llorenç del Munt, Serra del Obac, Moncau poseen un aspecto masivo similar al de la zona sur del macizo de Montserrat (Fig. 150), hacia el Oeste se deshilaclan pasando lateralmente a las facies continentales de Vacarisses, y marinas de Castellbell. Hacia el Norte y Este pasan a unos niveles continentales (Facies de Sant Llorenç Savall) y marinos de transición (Areniscas de Centellès; VILABLANA, 1977). La edad de las facies conglomeráticas de Sant Llorenç del Munt, teniendo en cuenta la correlación con los materiales marinos eocenos y el hecho de que sus niveles más bajos yacen unos metros por encima de las brechas de la Fm. Cairat en la zona de Matadepera-Sant Lliu del Reco, abarca un intervalo comprendido probablemente entre el Guisniense y el Priaboniense, incluyendo total o parcialmente a estos dos pisos. En las zonas más proximales no se encuentran rastros de las transgresiones marinas, en oposición a lo que ocurre parcialmente en el área de Montserrat.

Las facies conglomeráticas aparecen constituidas por tramos masivos que intercalan hiladas y bancos de areniscas rojas que no suelen exceder el medio metro de potencia; poseen escasos acanalamientos y ofrecen una estratificación de aspecto horizontal en general, remarcada por cicatrices de escaso relieve erosivo, con hiladas arenosas asociadas. Los cantos poseen tamaño muy diverso, desde horizontes con tamaño gránulo, a bancos que poseen cantos de hasta un metro, apareciendo, por lo general, mal seleccionados y siendo la matriz de tamaño arena a gránulo. El espectro litológico de los cantos varía según los niveles, observándose, en general, una mayor proporción de cantos paleozoicos que la existente en Montserrat, hecho ya destacado por LLOPIS y MASACHS (1943) y MASRIERA (1973), entre otros, y que en ocasiones superan el 50% de los cantos. Generalmente los más abundantes son los calcáreo-dolomíticos (Procedentes de materiales triásicos y cretácicos), si-

guiendo en abundancia los de pizarra y esquistos, y en menor proporción los de cuarzo, arenisca y rocas ígneas. En niveles bajos se constata la presencia de cantos de caliches de la Fm. Mediona. En general los cantos son subredondeados a subangulosos, excepto los pizarreños, que suelen ser subangulosos y, a veces, angulosos. En el macizo de Sant Llorenç del Munt destacan una serie de tramos de mayor resalte morfológico (Fig. 150), y de potencia entre 25 y 50 metros que poseen una proporción mayor de cantos calcáreos que el resto de los tramos, y en los que existen menos intercalaciones arenosas y menor cantidad de matriz, lo que se traduce en el mayor resalte morfológico de estos tramos.

El origen de estas facies es similar al atribuido al de los tramos conglomeráticos masivos de Montserrat; es decir, corresponden a depósitos de facies proximales de abanicos aluviales. La ausencia de acanalamientos importantes, el aspecto burdamente horizontal de las hiladas arenosas y conglomeráticas en el seno de los potentes tramos masivos, así como el carácter erosivo, aunque de escaso relieve entre los diferentes bancos, hace pensar en mecanismos de sheet flood que despararrarían la carga en tracción a la salida de estrechos valles desde los flájos confinados, posiblemente del tipo de los del Rubicon River (SCOTT y GRAVLEE, 1968), se expandirían. Estos valles estarían encajados en el interior del Macizo Catalán en levantamiento, lo que explicaría las características litológicas y redondeamiento relativo de los cantos (cf. SCOTT y GRAVLEE, 1968). Depósitos correspondientes a las facies intermedias y distales, se indentan entre tramos de conglomerados masivos que constituyen las facies proximales.

Las características de estas facies intermedias así como las de las marginales, serán tratadas al abordar las Facies de Vacarisses y de Sant Llorenç Savall a las que pasan lateralmente.

En la zona de Vacarisses, un potente tramo conglomerático masivo, apéndice de esta unidad (Conglomerados de Sant Llorenç del Munt) queda individualizado, constituyendo el Cingle de Vacarisses. Un corte efectuado desde las cercanías del pueblo, hasta la zona del Coll del Cingle (Lám. II, metros a) permite observar que los conglomerados del Cingle, correspondientes a facies proximales-intermedias, yacen sobre las facies más distales-marginales (Facies de Vacarisses), que a su vez se indentan hacia el Este y Sudeste con las Brechas de La Torre, depositadas en un cono o talud del borde montañoso. Parece pues, que la macrosecuencia del Cingle de Vacarisses puede interpretarse como la progradación o migración de un abanico o lóbulo del mismo (Abanico de Sant Llorenç del Munt). Los niveles del Cingle, en dirección a la Torrota, se dehilachan pasando a Facies de Vacarisses.

2.3.5.3.- OTRAS FACIES CONGLOMERATICAS. LOS NIVELES DE BRECHAS DE PIZARRA.

En el área estudiada se ha podido observar la presencia en posiciones estratigráficas diversas de unas facies con características muy semejantes entre sí y cuyos atributos más importantes son: la angulosidad de sus cantos, pobre selección de los mismos; constituidos fundamentalmente por materiales paleozoicos: cantos de pizarra y esquistos de diverso grado metamórfico, y en mucha menor proporción cantos de cuarzo, cuarcita, y más raramente caliza con crinoides. Se encuentran en niveles de color rojo, más o menos arenosos.

a) Niveles de Can Sabater. Han recibido este nombre por aflorar en las cercanías del caserío de dicho nombre, 2 Km. al NW del pueblo de Sant Feliu del Reco (loc. M-6). Su afloramiento se extiende desde la zona al Norte del Puig de la Creu hasta la zona de Matadepera, aunque a menudo estos niveles están muy tectonizados y en ocasiones cubiertos por materiales paleozoicos cabalgantes. Los niveles de Can Sabater yacen sobre los materiales de la Fm. Cairat, y su potencia no suele sobrepasar los 20 metros. Soportan los bancos de conglomerados poligénicos de Sant Llorenç del Munt. Al Este de la zona estudiada estos niveles se van cargando en materiales procedentes de la erosión de rocas graníticas, aumentando su potencia, como puede observarse en la zona de Tres Pins (5 Km. al NE de Sant Feliu del Reco, loc. M-2), y más al Este son sustituidos por los potentes niveles de arcosas conglomerá-

FACIES CONGLOMERATICAS SUPERIORES
(AREA MONTSERRAT-SANT LLORENÇ DEL MUNT)

- Fig.- 151.- Aspecto en detalle de los niveles masivos de brechas de pizarra. Cercanías de Can Ferrés.
- Fig.- 152.- Aspecto de los tramos de brechas de pizarra (Niveles de La Torre) Cercanías de Torreblanca. Riera de Sant Jaume.
- Fig.- 153.- Debris flow . Niveles basales de las Brechas de La Torre. Carretera de Terrassa a Monistrol de Montserrat.
- Fig.- 154.- Debris flow. Niveles de La Torre. Cercanías de Torreblanca.
- Fig.- 155.- Nivel lenticular con imbricación manifiesta. Brechas de La Torre Riera de Sant Jaume.
- Fig.- 157.- Panorámica del Cingle de Vacarisses (Conglomerados de Sant Llorenç del Munt. En primer y mediano término las Brechas de La Torre.
- Fig.- 158.- Niveles de arenisca de aspecto bolar. Tramos basales del Cingle de Vacarisses, en las inmediaciones del pueblo. Facies de Vacarisses.
- Fig.- 159.- Conglomerados del Cingle de Vacarisses (Conglomerados de Sant Llorenç del Munt). Obsérvese el aspecto plano de las cicatrices que están asociadas a niveles arenosos.



Fig. 151

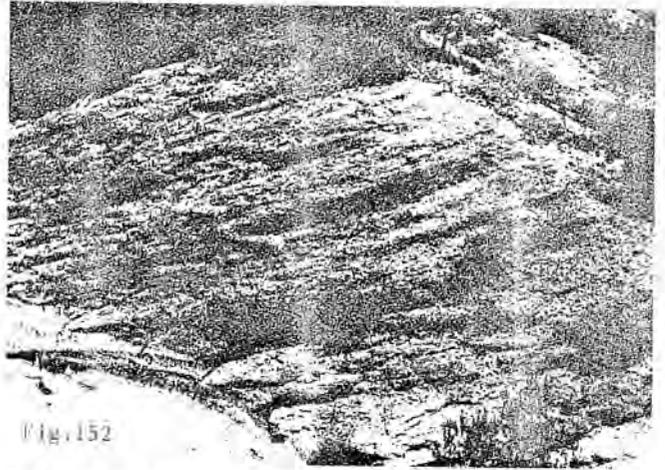


Fig. 152

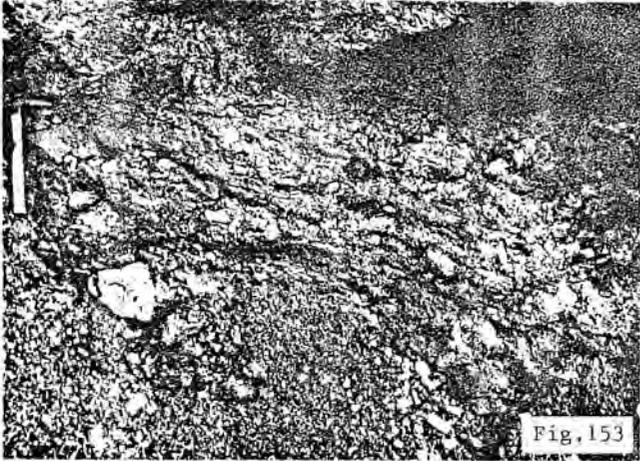


Fig. 153



Fig. 154



Fig. 155



Fig. 157

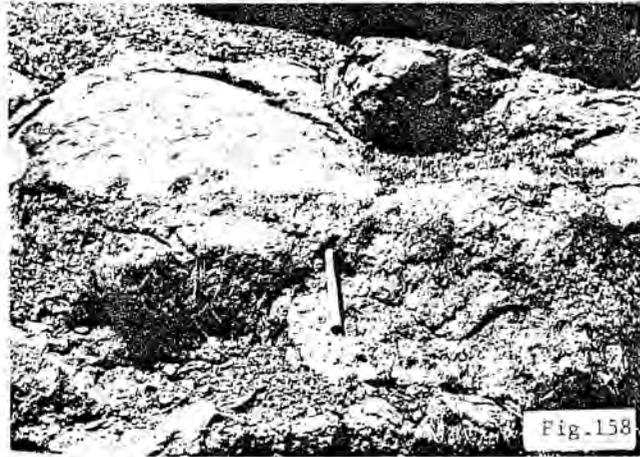


Fig. 158

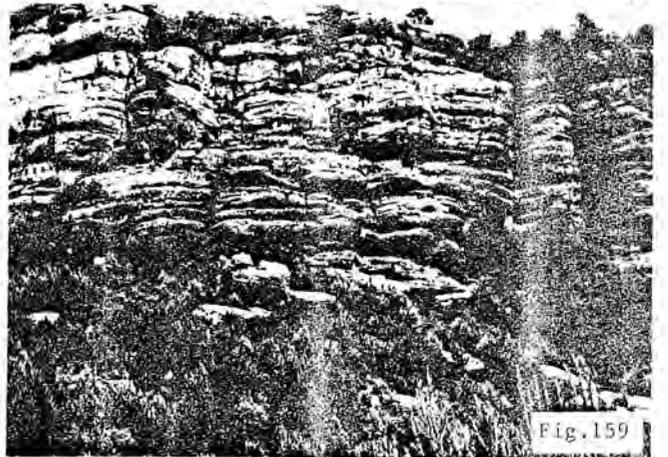


Fig. 159

ticas de Sant Feliu de Codines. Al Oeste de la Riera de les Arenes, en Matadepera, quizá empalmen con los niveles de Can Ferrés (Loc. M-7), quedando ocultos bajo el manto cabalgante de Les Pedritxes, no apareciendo en Coll Cardús en la posición estratigráfica previsible (es decir, sobre la Fm. Cairat).

Los niveles que constituyen los tramos de Can Sabater, están integrados por brechas y areniscas con cantos, mal seleccionadas, que se presentan en hiladas de aspecto lenticular y con acanalamientos someros. Por lo general hasta el 95% de los cantos son de pizarra y esquisto, y el resto de cuarzo y cuarcita, con ligeras variaciones en estos porcentajes según las localidades. Los cantos mayores alcanzan hasta 20 cm. y son de cuarcita.

b) Niveles de Can Ferrés. Afloran en las inmediaciones de la urbanización de Can Ferrés o de Les Pedritxes (Loc. M-7). Al Este de dicha zona no se observa su continuación lateral por discurrir la Riera de Les Arenes y aflorar extensamente sus depósitos asociados, aunque en la masa de conglomerados de Sant Llorenç del Munt, al Norte del pueblo de Matadepera, aparecen intercalados varios bancos de brechas de pizarra que podrían corresponder a interdigitaciones de estos niveles con los de pudingas de Sant Llorenç del Munt. Al Oeste, los niveles de Can Ferrés quedan ocultos bajo el cabalgamiento de materiales paleozoicos de la Serra de les Pedritxes. Hacia la parte Norte de la urbanización se indentan con niveles de conglomerados de Sant Llorenç del Munt. Estratigráficamente se sitúan por encima de la Fm. Cairat, aun cuando su localización precisa queda indeterminada debidoma la tectonización de los materiales paleógenos al Sur de Can Ferrés. Estos niveles están constituidos prácticamente por brechas de pizarra, masivas, de cantos angulosos con escasa matriz arenosa roja (Fig. 151). Algún canto presenta rubefacción. Determinados niveles presentan imbricación, indicando paleocorrientes hacia el N. y NW. fundamentalmente.

Los niveles de Can Ferrés enlazan con los niveles de La Torre (loc.M-8) y con niveles de conglomerados de facies de Sant Llorenç del Munt, junto al cabalgamiento de Les Pedritxes.

c) Niveles de La Torre. Han recibido esta denominación por aflorar extensamente en las inmediaciones del caserío de La Torre, al SW de Vacarisses. Estos niveles, junto a la casa, están constituidos por tramos masivos de brechas de pizarra, que hacia el Oeste, y asimismo en tramos estratigráficamente inferiores, intercalan numerosos lentejones y bancos de areniscas (Fig. 152). Se ha observado imbricación en algunos niveles. En tramos estratigráficamente bajos, la imbricación señala paleocorrientes hacia el NE y NW, mientras que en tramos superiores, al Este del caserío de La Torre, indica paleocorrientes al Oeste, WNW y NNW. Estas facies, que poseen una potencia de hasta más de 250 metros, reposan sobre los niveles de conglomerados y areniscas de la Carena del Torrelles (Equivalentes de los tramos basales de los Conglomerados de Montserrat), y están cubiertas por los niveles de areniscas y conglomerados del Cingle de Vacarisses (Conglomerados de Sant Llorenç del Munt). Hacia el Este quedan ocultos bajo los materiales paleozoicos cabalgantes de la Serra de Les Pedritxes, y hacia el Oeste pasan a los niveles de arenisca, lutitas y conglomerados de las Facies de Vacarisses. Aeste cambio lateral de facies obedecen, en parte, las características morfológicas de la depresión de Vacarisses, hecho ya destacado por LLOPIS y MASACHS, (1943).

d) Otros niveles de brechas de pizarra. Aun cuando en el seno de las masas conglomeráticas de Sant Llorenç del Munt y de Montserrat hay niveles con porcentajes elevados de cantos de pizarra, aquí únicamente se consideran aquellos que poseen las características mencionadas (cantos angulosos, mal seleccionados, procedentes en su mayoría de materiales paleozoicos, etc.).

Niveles de brechas con las características señaladas anteriormente aparecen, en contacto por falla con los esquistos paleozoicos de la zona de El Bruc del Mig, en las inmediaciones del Castell y a unos 200 m. al NNW de Can Sàlles, bajo niveles de Conglomerados de Montserrat. Aparece también este tipo de facies en las cercanías de El Bruc de Dalt, como por ejemplo, en el Torrent de la Cova asociadas en ocasionales bancos con abundantes cantos calcáreos y niveles arenosos con Nummulites cf.

striatus, Canarium (Oostrombus) naticiformis (OPP.) y Voluta bericorum OPP. (L. VIA y V. MASACHS, comunicación personal). En el seno de los conglomerados de Sant Llorenç del Munt aparecen también varios niveles de brechas de pizarra de escasa potencia (entre 1 y 10 metros), intercalados entre bancos de conglomerados poligénicos y cuyos cantos son subredondeados a subangulosos.

Significado y relaciones estratigráficas de estas facies. Características sedimentológicas.

Los tramos de brechas de pizarra presentan una serie de características similares entre sí, independientemente de su posición estratigráfica, y otro grupo de características diferenciales atendiendo a su aspecto, estratificación y presencia y abundancia de hiladas y bancos arenosos, variables según su localización.

Los niveles de estas facies se encuentran en posiciones estratigráficas muy diversas, muchas veces desconectados entre sí de extensión y potencia variables y correspondiendo a menudo a edades muy diferentes. Así mientras los niveles de Can Sabater podrían tener edad Cuisiense o Luteciense inferior, los de La Torre son de edad Biarritziense medio y los de la zona del Torrent de les Coves (El Bruc de Dalt), podrían corresponder a un Biarritziense superior o Priaboniense. Estas facies, muy a menudo se encuentran interdigitadas con otros niveles conglomeráticos (Montserrat, Sant Llorenç del Munt y en las proximidades de, o bien cubiertos por, masas paleozoicas cabalgantes. Todos estos hechos, unidos a las características sedimentológicas de estas facies, hacen pensar que se han depositado en ambientes de cono de deyección o taludes junto a un borde de cuenca (o sea la Cordillera Prelitoral en vías de formación) constituido localmente, en aquel momento, por materiales paleozoicos que, en muchos casos, posteriormente, ha cabalgado sobre materiales de estos conos y de otros. La localización de estos "bordes" de materiales paleozoicos estaría probablemente influenciada por la evolución tectónica de la Cordillera, que evidentemente no ha sido uniforme en toda su longitud, y limitados probablemente por fracturas transversales que posteriormente han podido jugar como fallas normales o bien como desgarrres (Molinot, falla del SW de Montserrat, etc.).

La interdigitación de niveles de estas facies, generalmente con materiales conglomeráticos de otra índole (Conglomerados de Montserrat y facies similares, Conglomerados de Sant Llorenç del Munt) hace pensar que estos conos adosados a la Cordillera serían de escasa extensión hacia el interior de la Cuenca del Ebro, y se interpenetrarían con los depósitos de abanicos aluviales mucho más extensos que poseerían una cuenca receptora en zonas interiores de la Cordillera (Macizo Catalán) la cual proveería una variedad litológica mayor de los cantos que transportaban sus corrientes (Fig. 156).

En estos conos de deyección, los depósitos correspondientes a las facies proximales están formados por tramos de aspecto masivo, constituidos exclusivamente por brechas de cantos de pizarra en su mayoría, en las que la fracción arena, que es muy escasa, se presenta únicamente como matriz de las mismas. Las brechas se presentan con sus cantos desorganizados y mal segregados, se tocan entre sí y son heterométricos. Los cantos están muy poco rodados, son muy angulosos, y los de pizarra y esquisto poseen formas aplanadas. A veces estos cantos aplanados yacen subparalelos respecto a la estratificación. El tamaño de los cantos es muy variable, pero en general el tamaño medio es de unos pocos centímetros. Algún nivel posee cantos de pizarra de hasta 1 m.. Estos tramos aparecen como masivos, no observándose más que una estratificación difusa. Localmente se observan niveles lentculares de escaso espesor que muestran imbricación. Estos depósitos se habrían originado fundamentalmente por mecanismos de debris flow, que explicarían su mala selección, su granulometría y sus propiedades texturales. Quizá haya depósitos de tamiz (HOOKE, 1967), que podrían corresponder a ciertos tramos con escasísima matriz que se localizan al Este del caserío de La Torre, pero estos depósitos son difíciles de diferenciar en el registro fósil de las brechas depositadas por gravedad (tarteras), por lo que se apuntan estos orígenes o la intervención de estos mecanismos en la formación de algunos horizontes de las facies proximales. Como depósitos de facies proximales pueden considerarse los afloramientos que bordean los límites del Manto de Les Pedrtxes (zona al Este del caserío de La Torre, área

al Sur y al Oeste de Can Ferrés, etc.)

Las facies intermedias de estos conos de deyección están constituidas por unas litofacies caracterizadas por la presencia de niveles brechoides pero que intercalanniveles arenosos más o menos lenticulares (Fig.153), frecuentemente con cantos y gránulos y de tamaño de grano menor que el de las facies proximales. El contenido en una u otra litología varía según los diferentes bancos. Las brechas están mal seleccionadas y poseen un contenido en matriz arenosa muy variable, pasando de texturas de soporte de canto a cantos aislados en el seno de una masa arenosa. Los lentejones arenosos no presentan estructuras sedimentarias producidas por flujos acuosos, A veces se observan contactos erosivos, pero en muchas ocasiones los contactos entre litofacies o bancos no lo son, apareciendo poco nítidos. Las texturas y características de estos tramos son propias de depósitos de debris flow (Fig. 154). Intercalados en ellos se presentan niveles lenticulares con imbricación (Fig.155), que denotan la existencia de depósitos "water laid". En un nivel dado pueden presentarse depósitos de diferentes flujos, poseyendo cada uno de ellos unas fábricas y texturas propias, reflejo de las propiedades del flujo original, y más o menos diferenciadas de otras, dando lugar a tramos de gran complejidad interna, textural y granulométrica, apareciendo como constituidos por lentejones de brechas más o menos arenosas y de areniscas más o menos brechoides. A veces se observa, intercalados entre bancos con estas características, unas capas que no suelen exceder 0,5 m. de potencia, de cierta extensión lateral y constituidas por areniscas mal seleccionadas, sin estructuras, con gránulos y guijarros pequeños escasos. Estas capas podrían representar depósitos de flujos de menor viscosidad, o bien podrían corresponder a depósitos arenosos de arroyada en manto (sheet flood).

Niveles con estas características se presentan en la carretera de Terrassa a Vacarisses, junto a la urbanización de Torreblanca. Estas facies constituyen asimismo los niveles de Can Sabater y la mayoría de los "niveles de brechas de pizarra" citados anteriormente.

En las cercanías de La Torre se puede observar bien las características de los depósitos de estos conos de deyección. Al Este del Caserío, los tramos de brechas correspondientes a facies proximales, pasan a facies intermedias, que son muy típicas al W de la Riera de Sant Jaume, en las cercanías de la urbanización de Torreblanca. Más al Oeste deben buscarse los depósitos distales, en el seno de las Facies de Vacarisses. Estos depósitos distales son predominantemente arenosos, mal seleccionados, de aspecto masivo y con lentejones e intercalaciones de lutitas muy arenosas y conglomerados. Depósitos asimilables a facies intermedias-distales se localizan en los tramos basales de las "Brechas de La Torre", en la zona de Can Cardús-Estación de Torreblanca.

2.366. LAS FACIES CONTINENTALES MARGINALES RESPECTO A LOS CONGLOMERADOS MASIVOS

Flanqueando a los Conglomerados de Montserrat y a los de Sant Llorenç del Munt se encuentran una serie de formaciones continentales que aunque poseen cancos de conglomerados, se caracterizan por su predominancia en niveles arenosos y lutíticos, generalmente de color rojo, aunque se presentan niveles varicolores. Estas facies presentan varias indentaciones de cuñas marinas, de edad biarriztiense las más bajas. Dados los límites impuestos a este trabajo, estas facies serán tratadas someramente, haciendo hincapié en los niveles más bajos, esperando profundizar el trabajo emprendido en trabajos posteriores.

2.3.6.1. FACIES DE VACARISSES.

Reciben este nombre por aflorar en las inmediaciones de Vacarisses, ocupando principalmente la depresión morfológica de mismo nombre ya señalada por LLOPIS y MASACHS (1943). Están constituidos por niveles de areniscas, a veces con conglomerados asociados, intercalados entre tramos constituidos fundamentalmente por lutitas rojas que alternan con niveles poco potentes de areniscas rojas. Afloran en la depresión de Vacarisses pasando lateralmente al Oeste, en la zona del Hospici y coll de la Portadora, a las facies conglomeráticas de Montserrat. Hacia el Este pasan lateralmente a las Brechas de la Torre y facies conglomeráticas de Sant Llorenç del Munt (Conglomerados del Cingle). Las facies de Vacarisses yacen sobre los niveles conglomeráticos de Sant Salvador de les Espases, L'Horpina y Carena del Torrelles, correspondiéndoles a la prolongación hacia el Este de los niveles conglomeráticos basales masivos de Montserrat. Los niveles basales de las facies de Vacarisses intercalan cuñas marinas en la zona del Raval del Pala y en la estación de Vacarisses, que son prolongaciones de la de Monistrol. Hacia el Norte, los tramos superiores indentan con los niveles marinos de Castellbell.

En la zona central y occidental de la depresión, estas facies se caracterizan por la presencia de tramos lutíticos rojos con intercalaciones arenosas que alternan con niveles de areniscas y conglomerados en bancos de hasta varios metros de potencia, que constituyen depósitos de canales fluviales. En esta zona los cantos son predominantemente calcáreos, con presencia de cantos de cuarzo, lidita y pizarra. Están presentes niveles de lutita y arenisca con abundante moteado. En la zona oriental de la depresión, estas facies poseen un carácter general ligeramente más arenoso, color rojo más vivo y los niveles e hiladas conglomeráticas están constituidas por cantos de pizarra fundamentalmente, con presencia de cantos de cuarzo, lidita y caliza. No obstante, hacia niveles más altos (base del Cingle de Vacarisses), de nuevo aumenta el contenido en cantos de caliza y cuarzo hasta alcanzar porcentajes equivalentes. En las cercanías de Vacarisses, esta facies aparece con unas características típicas. Está constituida por tramos potentes de hasta más de 3 m. de lutitas rojas, arenosas, de fractura concoide, localmente con parches esféricos verdes milimétricos que intercalan bancos de arenisca delgados. Estos niveles alternan con capas de areniscas que, a veces, poseen lentejones conglomeráticos con potencias de hasta varios metros. Algunos niveles de arenisca, cuya potencia generalmente oscila alrededor de un metro, están caracterizados por poseer contacto inferior erosivo, mala selección, con gránulos dispersos y contacto superior transicional, aspecto bolar. Se observa granoderecencia, sobre todo en la parte superior de las capas. Alguna de ellas pasa lateralmente a conglomerados. Algunos de estos niveles arenoso-conglomeráticos deben interpretarse como depósitos de canales, con unas características que recuerdan a algunos de la Fm. La Salut (lentejones de tamaño de grano diferente, carácter arenoso-conglomerático de los depósitos, continuidad lateral, etc.), pero otros niveles, especialmente los bancos de arenisca entre lutitas, más que depósitos de canal deben interpretarse o bien como depósitos de desbordamiento, o bien como depósitos de sheet flood, probablemente, de estos últimos.

El significado ambiental de las Facies de Vacarisses necesita de un estudio mucho más completo que el que se ha efectuado con motivo de este trabajo, no obstante, es posible efectuar algunas consideraciones: Por su localización, relaciones con otras unidades, geometría y características sedimentológicas, las facies de Vacarisses parecen representar los depósitos de facies distales y marginales de

abanicos aluviales (Montserrat, Sant Llorenç del Munt, La Torre), y en algún caso depósitos de llanura aluvial muy próxima a dichos abanicos. Estas facies están caracterizadas por la presencia de canales de régimen variable, con frecuencia de inundaciones. Asimismo las zonas entre canales, sobre todo en las zonas extremas occidental y oriental de la depresión, recibirían frecuentes aportes por medio de sheet floods. Las facies de Vacarisses, por su propio carácter de facies entre abanicos aluviales, poseen según las zonas influenciadas de uno u otro cono (Montserrat-Sant Llorenç del Munt-La Torre). En la zona del Cingle de Vacarisses, sobre estas facies marginales, tuvo lugar la progradación de un lóbulo del abanico de Sant Llorenç del Munt (Niveles de conglomerados del Cingle de Vacarisses).

2.3.6.2. LAS FACIES DE SANT LLORENÇ SAVALL.

Reciben este nombre por aflorar extensamente en los alrededores de la población de Sant Llorenç Savall. Están constituidas fundamentalmente por tramos de areniscas rojas que intercalan bancos delgados lutíticos y niveles de potencia muy variable de conglomerados. Estas facies yacen sobre los tramos basales de los Conglomerados de Sant Llorenç del Munt, pasando lateralmente hacia el W a los tramos conglomeráticos masivos superiores. Hacia el Norte y Noroeste, conjuntamente con algunos tramos de facies de Sant Llorenç, del Munt pasan a las Areniscas de Centelles (VILAPLANA, 1977) y conglomerados de Granera-Cingles de Gallifa. Hacia el NE de Sant Llorenç Savall, fuera de los límites de este trabajo, pasan lateralmente a las Areniscas de Centelles de la zona de Gallifa-Sant Feliu de Codines. En la misma población de Sant Llorenç Savall intercalan una cuña marina, que por desgracia no ha proporcionado fósiles característicos. La edad de estas facies, a tenor de los cambios laterales de facies deducibles, y de su heterocronía, puede abarcar desde el Luteciense hasta el Priaboniense, correspondiendo las edades más antiguas a los afloramientos más al Sur.

La carretera de Sant Llorenç Savall a Monistrol de Calders, entre el Km. 20 y el Km. 27, muestra un excelente corte de los materiales de estas facies (Lám II), aun cuando hacia el Este posee una granulometría más fina. Esta facies, en el corte de dicha carretera, se caracteriza por estar constituida por potentes tramos fundamentalmente arenosos que intercalan bancos de conglomerados. Los tramos fundamentalmente arenosos están constituidos por areniscas, de grano fino a medio, localmente grueso, muy mal seleccionadas, conteniendo muy a menudo gránulos y guijarros finos en forma de hiladas o "nidos". Se encuentran en capas de 20 a 50 cm. aunque algunas sobrepasan el metro de potencia. A veces alternan con hiladas o capas delgadas de lutitas arenosas rojas. Más rara vez aparecen bancos de lutitas superiores a un metro. Los bancos de areniscas generalmente poseen un aspecto masivo, macrobolar, con fractura concoide, y sin estructura aparente. Los contactos son poco netos y a menudo resaltados por películas lutíticas. Algunos bancos poseen contacto inferior transicional, pero, en general, tienen contacto inferior erosivo, cierta granodrecencia, y contacto superior transicional. Es frecuente encontrar trazas de bioturbación y huellas de raíces con halos de color gris violáceo. Son escasos los niveles que muestran marmorización.

En alguna ocasión se ha observado la presencia de unos tramos de hasta 5m. de potencia constituidos por una alternancia de lutitas y areniscas con ripples en capas finas, recordando ciertas facies de la Fm. La Salut (cap. 2.3.4.).

Los bancos conglomeráticos pueden alcanzar potencias de hasta 9 metros, aunque lo general son mucho menores. Poseen lentejones arenosos rojos. A menudo se observa que el contacto inferior es erosivo, ocasionalmente con relieves marcados. A veces lateralmente pasan a areniscas en escaso trecho. Algunos de los niveles conglomeráticos son rellenos de paleocanales de baja relación anchura-altura. Las alturas observadas oscilan entre 2,5 y 4 metros. Otras veces los tramos conglomeráticos parecen constituidos por superposición o amalgamiento de niveles, deshiliándose lateralmente. Los conglomerados poseen por lo general los cantos de tamaño guijarro, abundando al tamaño cobble en determinados niveles. En ocasiones se ha observado la presencia de cantos de hasta 40 cm. de diámetro (cuarzo). Los cantos son subangulosos a subredondeados, presentándose imbricación en escasos nive-

les. Por lo general los cantos predominantes son los de naturaleza calcáreo-dolomítica, siguiéndoles en cantidad los de pizarra-esquistos, cuarzo, etc. Localmente algún banco presenta una proporción superior de cantos de pizarra-esquistos que de caliza-dolomía. Aunque escasísimo, se presenta algún nivel cuyos cantos están constituidos exclusivamente por pizarra y cuarzo; en este caso, los cantos son angulosos a subangulosos.

Estas facies poseen un carácter mucho más arenoso que las facies de Vacarisses en la zona central-occidental de la depresión de Vacarisses, pero recuerdan a las facies de la zona oriental de dicha depresión. En general, las facies de Sant Llorenç Savall están constituidas por tramos predominantemente arenosos, aun cuando destaca la presencia de ciertos tramos predominantemente conglomeráticos que se corresponden con prolongaciones de tramos masivos conglomeráticos procedentes del macizo de Sant Llorenç del Munt (Lám. II). Se ha indicado anteriormente que algunos bancos conglomeráticos poseían el carácter de ser relleños de paleocanales de escasa relación anchura/altura, mientras que otros niveles aparecen como bancos sompuestos, pasando lateralmente a tramos arenosos; esto parece indicar que en determinados momentos o áreas existían canales bien definidos, aislados, mientras que en otros, la actividad fluvial aparece más condensada, concentrándose en determinadas zonas la actividad fluvial con transporte de carga de fondo gruesa. El ambiente sedimentario donde se originaron los depósitos de esta facies, a tenor de lo expuesto anteriormente, parece corresponder a zonas distales, intermedias o marginales de abanicos aluviales, en las que existirían canales de escasa relación anchura/altura y áreas donde estos canales predominarían o se superpondrían. En las áreas entre canales los depósitos provendrían de flujos "overbank" y de arroyadas en manto que recubrirían toda la superficie de estas áreas. Las características de los depósitos arenosos: bancos de cierta extensión lateral, masivos, sin estructura interna y contacto inferior erosivo y superior transicional en numerosos casos, apoya un origen de sheet-floods para estos depósitos. Las propiedades de ciertos tramos de carácter conglomerático intercalados en la serie sugieren la interdigitación con facies más proximales caracterizadas por unos depósitos de granulometría más gruesa y escasa segregación entre los horizontes arenosos y los conglomeráticos. Las paleocorrientes observadas indican una procedencia, en general del Este y Sudeste.

2.3.6.3. OTRAS FACIES MARGINALES.

Aunque excluidas de los límites propuestos a este estudio, cabe destacar la presencia de facies marginales continentales a las masas conglomeráticas en la zona al Oeste de Montserrat. Estas facies se sitúan entre los tramos conglomeráticos masivos de la vertiente occidental del macizo de Montserrat y las facies marinas de la Cuenca de Igualada (Grupo Santa Mafá). Afloran en la zona del Puerto de Els Brucs-Hostal dels Brucs, interdigitándose con niveles marinos. Esas facies están constituidas por tramos lutítico-arenosos rojos que intercalan bancos de conglomerados de varios metros de espesor. En la zona del Torrent de la Cova (El Bruc de Dalt) se interdigitan con facies de brechas de pizarras.

2.3.7.- LAS "CUÑAS" MARINAS.

Las facies de Montserrat, Vacarisses, Sant Llorenç del Munt y Sant Llorenç Savall, en dirección hacia el centro de la Cuenca, pasan lateralmente, en parte, a materiales marinos por medio de una serie de interdigitaciones compuestas, que clásicamente han recibido el nombre de cuñas. Dados los límites de este trabajo únicamente se trata aquí algunos aspectos de las más inferiores, que son la de Monistrol-Vacarisses y las de Sant Llorenç Savall. La edad de estas cuñas es Biarritziense; probablemente medio basal en el caso de la de Monistrol-Vacarisses, mientras que en la de Sant Llorenç Savall no se puede precisar dado que no se han encontrado hasta la fecha fósiles característicos. No obstante su edad biarritziense parece más que probada dada su posición stratigráfica con respecto a los niveles de Gallifa-Sant Feliu de Codines.

La cuña de Monistrol de Montserrat aflora en el pueblo del mismo nombre, a ambos márgenes del río Llobregat, con una potencia de unos 25 metros, intercalada entre materiales arenosos y conglomeráticos, y disminuyendo visiblemente de potencia hacia el Sur, donde, a un kilómetro del pueblo únicamente se reconoce su existencia por la presencia de un banco conglomerático cuyos cantos aparecen perforados por organismos litófagos. En la zona del Hostal de la Creu (1 Km. al Este de Monistrol), queda interrumpida por la falla del coll de les Bruixes no apareciendo hasta las cercanías de la estación de Vacarisses. Junto a la estación de F. C. de Monistrol Central, la cuña se apoya sobre areniscas rojas con lentejones de conglomerados, estando constituida por arenisca de grano fino a medio, amarillentas, que intercalan niveles lutíticos grises y bancos de conglomerados. Algún banco de arenisca exhibe estructuras de ball and pillow. En algunos niveles arenosos se ha localizado la presencia de Nummulites aff. garnieri (Clasif. V. MASACHS) y diversas especies de una abundante fauna carcínica: Portunus catalaunicus, Retrocy-poda almelai, Hepatiscus poverelli y Typilobus boscoi (L. VIA comunicación personal), que indicaría según este autor un Biarritziense medio basal. Al Norte del pueblo de Monistrol de Montserrat, la carretera que conduce a Manresa ofrece un buen corte de los materiales de esta cuña. Están constituidos por areniscas y conglomerados grises y verdosos, éstos a veces en forma de lentejones, que intercalan escasos niveles de lutitas predominantemente rojas con bancos delgados de areniscas de mismo color. Los niveles arenosos y conglomeráticos suelen poseer contactos erosivos y en ellos a veces se localizan restos de bivalvos (ostreidos), cantos perforados por organismos litófagos y restos vegetales carbonosos. Algún banco de areniscas de los niveles superiores posee Nummulites.

La carretera que desde Terrassa conduce a Monistrol corta esta cuña junto a la estación de Vacarisses. Allí posee unos 12 metros de potencia, intercalada entre los materiales de las facies de Vacarisses. Está constituida por niveles de lutitas azuladas piritosas, con intercalaciones de areniscas. En la parte superior pasan a areniscas y conglomerados amarillentos con un nivel de ostreidos en la base de un banco arenoso que posee granocrecencia, pasando a conglomerado en el techo. Algunos niveles poseen restos vegetales y bioturbación abundante. En dirección Sur disminuye su potencia hasta desaparecer en las inmediaciones del Pas del Camí Vell. El tamizado de materiales de algunos niveles lutíticos no ha proporcionado restos fósiles.

La cuña de Sant Llorenç Savall aflora entre las casas de dicha población, por lo que su estudio presenta dificultades. Los materiales son areniscas con estratificación cruzada y conglomerados arenosos azulados, con escasísimas hiladas lutíticas. Algunos cantos aparecen perforados por organismos litófagos. Estos bancos contienen poquísimos restos fósiles (fragmentos de ostridos y pectínidos; escasos briozoos) indeterminables específicamente, por lo que su edad debe ser establecida por correlación con las cuñas biarritzienses de la zona de Gallifa-Sant Feliu de Codines, localizadas en similar posición stratigráfica. Los materiales de esta cuña se localizan en el seno de las facies arenosas rojas de Sant Llorenç Savall.

La transgresión biarritziense, lo mismo que en Igualada, afectó a la zona de Montserrat Sant-Llorenç del Munt. Ahora bien, la localización de las cuñas mencionadas, en el seno de las facies distales-intermedias obedece a que la transgresión pudo avanzar más fácilmente sobre facies distales o marginales de los abanicos que no en las zonas proximales de los mismos, lo cual explica el hecho de que

la penetración, hacia el borde, de las áreas marinas se localice principalmente en las zonas mencionadas y relacionadas con facies de areniscas lutíticas y conglomerados (áreas entre abanicos aluviales o bien zonas distales de los mismos).

3.- BIOESTRATIGRAFIA. CRONOESTRATIGRAFIA

Este capítulo se ha desglosado en tres apartados, dos de los cuales (Bioestratigrafía, Cronoestratigrafía) se refieren a unidades estratigráficas establecidas según criterios diferentes, pero basados ambos en la utilización de fósiles. En el tercero, se analizan las relaciones entre dichas unidades, y las litoestratigráficas definidas previamente. A este respecto, cabe señalar la gran aportación de J. FERRER en sus trabajos, sobre todo en lo que respecta al área de Igualada. En gran parte, en este trabajo se han seguido sus criterios e ideas en cuanto al tratamiento de estos temas.

3.1.- BIOESTRATIGRAFIA:

3.1.1.- INTRODUCCION: En este apartado se tratará de estudiar el contenido paleobiológico de los materiales objeto de este estudio, fundamentalmente en lo que respecta a su distribución en ellos. Asimismo, se intentará establecer una serie de subdivisiones basadas en el contenido paleobiológico de los mismos. Aquí se analizan los resultados obtenidos mediante la clasificación de los fósiles procedentes de las diferentes muestras recogidas en el campo, y cuya lista aparece en el anexo.

Este estudio, debido a los propósitos globales de este trabajo, no posee un carácter exhaustivo, y sus resultados por lo tanto deben considerarse como provisionales. Posteriores estudios y hallazgos deben completar los datos y análisis que se ofrecen aquí, y es por todas estas razones que se ha considerado oportuno no definir unidades bioestratigráficas formales.

Los grupos de organismos fósiles empleados en el establecimiento de unidades bioestratigráficas poseen un valor limitado, debido a que grupos de organismos se encuentran en ambientes concretos. Teniendo en cuenta que la mayor parte de unidades deposicionales engendradas en dichos ambientes dará lugar a formaciones diferentes, es fácil suponer el valor limitado de determinados grupos en relación con las diferentes unidades litoestratigráficas.

Desde un punto de vista de establecimiento de unidades bioestratigráficas, los grupos de organismos fósiles más importantes representados en los materiales del área estudiada son:

Foraminíferos: Limitados generalmente a formaciones de origen marino o de transición. En nuestro caso ha sido de utilidad el empleo de las especies Alveolina para el establecimiento de unidades bioestratigráficas, y la subdivisión de alguna de ellas. El cuadro II muestra la repartición de las diferentes especies de Alveolina en la unidad bioestratigráfica informal B (páginas siguientes), caracterizada por la presencia de abundantes macroforaminíferos bentónicos. Asimismo este grupo ayuda a la definición de la unidad I.

Las listas completas de los foraminíferos observados en diferentes niveles agrupadas por áreas y perfiles estratigráficos figuran en el anexo.

Moluscos: Dentro de este grupo han sido de utilidad algunas especies de determinadas familias de moluscos terrestres y lacustres: Vidaliella gerundensis, diferentes especies de Melanopsis etc. dada la localización de éstas en determinados tramos.

La lista de moluscos clasificados localizados en materiales continentales figuran en el anexo. Otros moluscos, lamelibranquios principalmente, se han localizado en niveles de transición o marinos, particularmente ostreidos.

Ostrácodos: Aun cuando son crustáceos que habitan en una amplia gama de ambientes, determinados géneros se encuentran en niveles específicos, ayudando a caracterizarlos bioestratigráficamente.

En el anexo figura la clasificación de diversos géneros y especies procedentes de niveles margosos. Abundan asimismo en muchos bancos calcáreos, pero no han podido ser separados para su estudio.

Vertebrados: Han sido localizados diversos niveles con dientes de peces y restos de reptiles, que han sido de poca ayuda para el establecimiento de unidades por sí solos. Asimismo se han localizado varios niveles con restos de micromamíferos. Aunque han sido de ayuda para completar el aspecto faunístico de ciertas unidades bioestratigráficas, su importancia obedece sobre todo a su valor cronoestratigráfico. Debido a su escasez no ha sido posible establecer una zonación de los niveles continentales basada en ellos.

De particular interés es el hallazgo de una pieza dentaria de micromamífero en niveles de la Formación Mediona de las cercanías de Seguet (Loc. I-11). Si este hallazgo fuese confirmado por nuevas búsquedas, permitiría aportar nuevos datos sobre la posición cronoestratigráfica de dicha formación, así como la posibilidad de que correspondiese a uno de las zonas más bajas de mamíferos del Terciario europeo.

Por otra parte, los niveles con mamíferos de la Fm. Bosc d'en Borrás, han proporcionado hasta la fecha: un leptictido indeterminado y Protadelomys cf. cartieri (STHELIN et SCHAUB) procedentes de PO 20, y Adelomys nov. sp. aff. A. vaillanti (GERVAIS) procedente de PO 26.

Otros grupos faunísticos se hallan representados entre los fósiles recogidos en esta región, pero que dada su poca abundancia, y en muchos casos imposibilidad de estudiarlos con detalle, serán únicamente mencionados: equínidos, briozoos, etc.

En cuanto a la flora fósil con valor bio-cronoestratigráfico, en nuestro caso está prácticamente limitada a la presencia de carofitas, que cuando ha sido posible aislar oogonios de las mismas, de niveles que las contienen, han proporcionado una buena cantidad de ejemplares que en muchos casos han permitido su clasificación específica. Dada su abundancia en los niveles de origen lacustre, y que estos se presentan frecuentemente en las formaciones del área de Igualada, han permitido que en dicha zona, sea el grupo de fósiles sobre el que prácticamente se basa la caracterización de las unidades bioestratigráficas informales. El cuadro III nos muestra una tabla de distribución de ejemplares que han podido ser determinados específicamente. La distribución de todas las carofitas, con diferentes grados de determinación, puede consultarse en el anexo.

3.1.2.- UNIDADES BIOESTRATIGRAFICAS: Basadas en los organismos pertenecientes a uno o varios de los grupos mencionados, han sido establecidas una serie de unidades bioestratigráficas, para la zona de Igualada que serán detalladas a continuación. Las relaciones entre ellas y con las unidades litoestratigráficas, pueden observarse en la fig. 160. Así pues se han establecido las siguientes unidades bioestratigráficas informales (Área de Igualada):

- A/ Caracterizada por la presencia de Vidaliella gerundenáis, y ocasionalmente carofitas: Peckichara aff. varians, Maadleriella michelina. Otros gasterópodos presentes son: Bythinia aff. oxyspira, Hydrobia (Ecrobia) sp. y otros inclasificables. Esta unidad coincide con la Fm. Mediona.
- B/ Caracterizada fundamentalmente por la presencia de abundantes foraminíferos bentónicos entre los que destacan abundantes Alveolina y Orbitolites; A. (Glomalveolina) lepidula, O. gracilis y O. latimarginalis se encuentran distribuidas en muchos niveles de toda la Unidad. A. dolioliformis caracteriza los niveles bajos. A. decipiens, caracteriza los niveles altps. Esta unidad está comprendida en la Fm. Orpí.

Cuadro nº III

Distribución de las carófitas determinadas a nivel de especie en las diferentes muestras de las unidades litostratigráficas propuestas. En los recuadros, quedan agrupadas por su presencia en las unidades bioestratigráficas señaladas.

	AREA DE IQUALADA						Fm. La Salut	
	Fm. Mediona		Fm. Sta. Cándia		Fm. Carme	Fm. Fontanel·l·s		Fm. Bosc d'en Borràs
	Sector SW	NE	SW	NE	niv. altos			
<i>Ardeuricella michelina</i>		(A)						
<i>Trochilina varians</i>		ME 5						
<i>Mioscolida vestita</i>			(C)	SC 2				
<i>Mesozocella lavocati</i>				SC 2				
<i>Neobryopsis (Verticillina) thalerei elongata</i>			SMG5, PD117				SJ 44 (B)	
<i>Rasbrella sp. plank</i>					CC2, CPV	MI 2,3,4,7,8,16		
<i>Mesobryopsis (Trochilina) thalerei</i>					CC 2	MI 7,8,15,26,27		
<i>Neobryopsis (Trochilina) sp. (n.sp.)</i>						MI 27		
<i>Rasbrella californiensis</i>						MI 21,28,35,37,39,45		
<i>Ardeuricella sp. (n.sp.)</i>						CP-03,05,08,10,11		
<i>Neobryopsis sp. (n.sp.)</i>						CP-11,14		
<i>Neobryopsis (Trochilina) sp. (n.sp.)</i>						MI 33,35,CP-03	(G) PO 17	
<i>Mioscolida bryopsis</i>						CP-02	PO 20,22,26	
<i>Mioscolida bryopsis</i>							PO 14,17,20,26	
<i>Rasbrella vanderzi</i>					CPV		PO 20,23,25,26	
<i>Neobryopsis bryopsis gigasilea</i>							PO 20,23,25	
<i>Mioscolida sp. (n.sp.)</i>								
	Thalense							
	Spernacense							
	Cuisense							
	Luticense							
	Anversense							
	Bartlitzenense							
	Priabonense							

- C/ Caracterizada por la presencia de fauna de tipo lagunar salobre (miliólidos, ostrácodos, Cyrena, Potamides, etc.) lacustre (determinados gasterópodos y carofitas: Maedleriella lavocati, Microchara vestita, Nitellopsis (Tectochara) thaleri elongata). Esta unidad se corresponde con la Fm. Sta. Candia.
- D/ Tramo prácticamente estéril, contiene algún nivel con fauna lacustre de gasterópodos y alguna carófita.
- E/ Litosoma en cuyos niveles abundan carofitas, gasterópodos lacustres y que ha proporcionado algunos restos de vertebrados, sobre todo cocodrílidos. Caracterizado por Raskyella gr. pecki y Nitellopsis (Tectochara) thaleri. Está presente Raskyella vadaszi.
- F/ Grupo de estratos prácticamente estéril, que no obstante ha proporcionado en algunos niveles escasísimos fósiles (Carófitas, gasterópodos, cocodrílidos y foraminíferos mesohalinos).
- G/ Tramos en los que abundan los gasterópodos lacustres, carofitas y restos de vertebrados (Cocodrílidos y mamíferos). Caracterizados por la presencia de Harrisichara bravipes y Nitellopsis (Tectochara) major. Se puede dividir en dos subunidades G₁ y G₂, basadas en el contenido de carofitas:
 - G₁/ caracterizada además por la presencia de Raskyella caliciformis, Raskyella sp. (n. sp.) y Harrisichara sp. (n. sp.) acompañados por Nitellopsis (Tectochara) sp. (n. sp.) Dissostoma mumium, Melanopsis proboscidea, M. castrensis y M. dubiosa.
 - G₂/ caracterizada además por Harrisichara bressoni gigantea, Maedleriella sp. (n. sp.) y acompañada de Raskyella vadaszi. En niveles de esta unidad se han encontrado micromamíferos: un Leptíctido indeterminado, Protadelomys cf. cartieri (PO 20) y Adelomys nov.-sp. aff. A. vaillantii (PO 26)
- H/ Caracterizada fundamentalmente por la presencia de ostrácodos y foraminíferos de ambientes marinos muy someros y lagunares (Leguminocithereis magna, Rotalia, Bararotalia, etc.), así como de ostreidos, y ocasionalmente otros bivalvos, y organismos incrustantes (Balanus, briozoos, serpúlidos). Esta unidad se corresponde a la Fm. La Portellà
- I/ Caracterizada por la presencia de abundantísimos fósiles marinos entre los que destacan los niveles con grandes foraminíferos bentónicos: A. fusiformis y A. fragilis, y los de Nummulites perforatus (tipo). Se corresponde a la Fm. Collbas.

El establecimiento de unidades bioestratigráficas en la zona de Montserrat-Sant Llorenç del Munt, ofrece más dificultades que en el área de Igualada debido a la escasez de fósiles en las facies de dicha zona. Es por ello que únicamente han podido establecerse tres unidades o intervalos que además están pobremente caracterizados:

- Intervalo A': Nivel con Vidaliella gerundensis, que a veces está acompañado de ciclostómidos y helícidos. Algún banco calcáreo con carófitas.
- Intervalo B': Prácticamente estéril, no obstante algún nivel presenta gasterópodos (ej.: Melanopsis aff. dubiosa) o carófitas (Maedleriella lavocati)
- Intervalo C': con fauna marina litoral (pectínidos, ostreidos, gasterópodos, crustáceos, etc.) y entre la que destaca Nummulites aff. garnierii, Portunus catalaunicus. Retrocypoda almela, Hepaticus poverelli, Typilobus boscoi (VIA, comunicación personal). Corresponde a la denominada "primera cuña de Monistrol". Se corresponde aproximadamente con la unidad I de la zona de Igualada.

3.2.- CRONOESTRATIGRAFIA

3.2.1.- INTRODUCCION: En este apartado se discutirá la datación relativa de los materiales, asignándoles correspondencias con unidades cronoestratigráficas definidas (pisos). La división cronoestratigráfica adoptada aquí, se basa fundamentalmente en el trabajo de FERRER (1971), con ciertas modificaciones: así, a la luz de trabajos posteriores, se ha considerado el Ilerdiense como Eoceno inferior, y no como Paleoceno superior, y se añade a la subdivisión de FERRER el piso Thanetiense. Se remite al lector a dicho trabajo para la justificación del empleo de dicha escala.

Varios problemas han surgido al intentar establecer la edad de los tramos sin fauna marina característica. Los estratotipos de los pisos empleados aquí están definidos en materiales de origen marino, de ahí la dificultad de asignar edades precisas a los niveles con fósiles continentales clasificables teniendo en cuenta la precariedad de los estudios de correlación entre escalas de datación "marinas" y "continentales". Otra dificultad estriba en que los autores franceses, que son los que más han estudiado las faunas y floras continentales del Paleógeno, emplean en muchos casos una escala diferente a la propuesta para el Paleógeno del área estudiada. Este hecho se debe en parte a la dificultad de correlación entre las cuencas "nórdicas" y las cuencas "meridionales". Así emplean el Sparnaciense, que equivale aproximadamente al Ilerdiense, y el Bartonniense como piso inmediato superior al Luteciense.

En un reciente trabajo, POMEROL (1977), aporta nuevos datos para la resolución de estos problemas. Así, aparte de proponer el límite Paleoceno-Eoceno, por debajo de la zona de A. levis, con lo que el límite Thanetiense-Ilerdiense quedaría entre la zona de A. primaves y A. levis (*), señala que el límite superior del Ilerdiense quedaría en el interior del "Cuisiense" y no en la base de dicho piso. Con lo que la correspondencia entre el Ilerdiense "clásico", Thanetiense, Sparnaciense y Cuisiense quedaría así:

Thanetiense	Sparnaciense	Cuisiense	Cuenca de París Mesogea.
	Ilerdiense		

A este respecto, el "Bi arritziense" empleado aquí comprendería la parte superior del Luteciense y parte del Bartonniense (el Auversense quedaría incluido en éste según algunos autores). La posición de los niveles de Biarritz no obstante, es motivo todavía de discusión, como queda reflejado en CAVELIER y POMEROL (1976). Para estos autores parece clara la no equivalencia completa entre el Bartonniense y el Priaboniense, no debiéndose usar aquel en el área mediterránea.

3.2.2.- UNIDADES CRONOESTRATIGRAFICAS: En nuestro caso, la datación de los materiales paleógenos ha presentado notables dificultades. Por una parte, la escasez de fósiles en determinadas áreas, por otra, el hecho de que se han tenido que emplear diferentes tipos de organismos, con la dificultad de correlacionar unidades cronoestratigráficas menores (del tipo cronozona) establecidas con organismos diferentes (foraminíferos bentónicos, carofitas, mamíferos, etc.). No obstante, y teniendo en cuenta lo expuesto anteriormente, han podido reconocerse los siguientes pisos:

(*) Esto había sido indicado anteriormente por PLAZIAT (1975)

- **THANETIENSE**: Estaría representado por los materiales continentales que poseen Vidaliella gerundensis, y que en ocasiones presentan intercalaciones lacustres con Maedleriella michelina o Peckichara varians (Fm. Mediona). Según un reciente y profundo trabajo de PLAZIAT (1973), Vidaliella gerundensis ha aparecido lo más tarde en el Thanetiense, y ha desaparecido lo más tarde en el Ilerdiense medio. Esto unido al hecho de que Maedleriella michelina sea característica del Thanetiense superior (y "Sparnaciense" inferior de las Corbieres), Peckichara varians característica del Sparnaciense(*), y que los niveles que contienen estos fósiles en la zona de Igualada quedan bajo las calizas de la Fm. Orpí cuyas alveolinas datan perfectamente el Ilerdiense inferior y el medio, nos inclina a adoptar una edad Thanetiense, probablemente superior para los niveles con Vidaliella gerundensis en el área de Igualada. Una edad similar poseerían los niveles con este fósil del área de Montserrat Sant Llorenç del Munt (Fm. Mediona). La unidad bioestratigráfica informal A, correspondería pues al Thanetiense superior.

- **ILERDIENSE**: Este piso está bien caracterizado en el área de Igualada, en lo que concierne a sus partes inferior y media debido a la presencia de alveolinas de las zonas de A. cucuniformis, A. ellipsoidalis, A. moussolensis y A. corbarica en la Unidad bioestratigráfica B. El Ilerdiense superior estaría representado en parte de la Unidad bioestratigráfica informal, C, dada la presencia en ella de Michochara vestita, característica del "Sparnaciense", y localizada por encima de niveles con alveolinas del Ilerdiense medio. En el área de Montserrat-Sant Llorenç del Munt, no se han encontrado fósiles característicos de este piso.

- **CUISIENSE**: A este piso deben corresponder los materiales de origen continental y de transición con : Nitellopsis (Tectochara) thalari elongata (véase FEIST 1970), correspondientes a parte de la Unidad bioestratigráfica C. A este respecto hay que hacer notar la superposición entre el Ilerdiense meridional y el Cuisiense de la Cuenca de París. Debido a ello parte de los materiales "cuisienses" referidos aquí, sobre todo los niveles más bajos podrían corresponder en realidad a un Ilerdiense superior. La caracterización de otros niveles cuisienenses ofrece la dificultad de que en muchos casos su contenido fosilífero permite definir una edad "cuiso-luteciense", sin poder precisar más, es por ello, y debido a razones que se verán posteriormente que probablemente deban atribuirse a este piso los niveles de la mayor parte de la Fm. Carme, incluida en parte de la unidad bioestratigráfica D.

- **LUTECIENSE**: La caracterización de este piso ofrece dificultades en lo relativo a sus límites en esta área. El hecho de que muchas especies caractericen el Cuiso-luteciense, y que el "Luteciense" empleado por muchos autores que trabajan sobre fósiles continentales incluye a parte del "Biarrizciense", nos obliga a obrar con cautela a la hora de fijar los límites, y por tanto la extensión de dicho Luteciense. Así en el área de Igualada, se han encontrado especies cuisolutecienses como Harrissichara bressoni gigantea, Nitellopsis (Tectochara) thalari, junto con especies "lutecienses": Harrissichara brevipes, Melanopsis castrensis, Melanopsis dubiosa. En el área de Montserrat cabe destacar la presencia de Melanopsis aff. dubiosa en niveles de la Arenisca de la Salut.

- **BIARRITZIENSE**: Este piso está bien caracterizado en el área de Igualada (niveles con fauna marina con A. fusiformis, A. fragilis, N. perforatus tipo) y en el área de Montserrat (cuñas con N. aff. garnieri, y Portunus catalaunicus, Retrocypoda almela, Hepaticus poverelli, Typilobus boscoi (VIA comunicación personal) y niveles superiores con N. striatus). Asimismo per-

(*) Recientemente RIVELINE (1976, en POMEROL, 1977) ha reconocido esta especie como integrante de la asociación de carófitas thanetienses de la Cuenca de París.

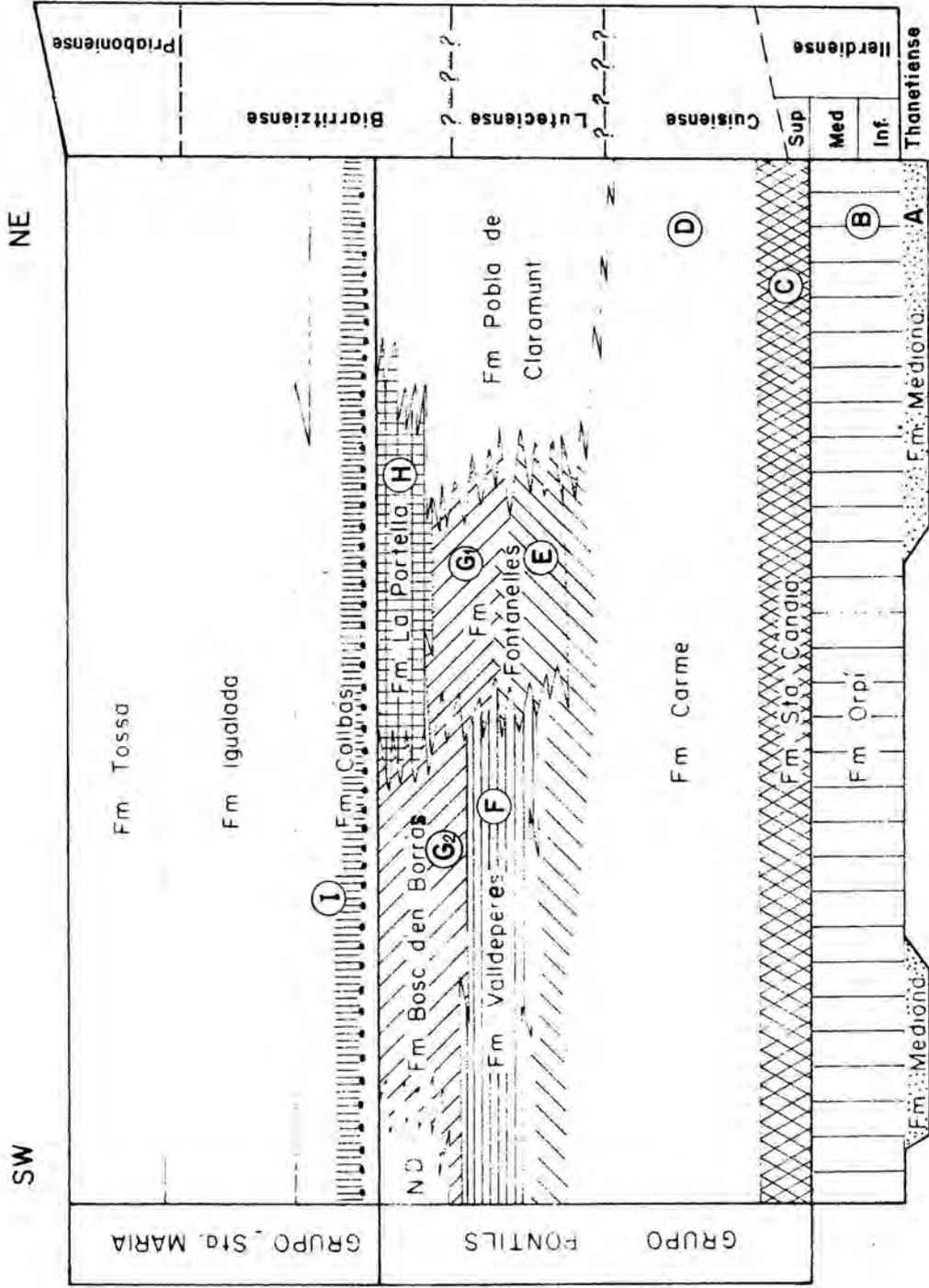
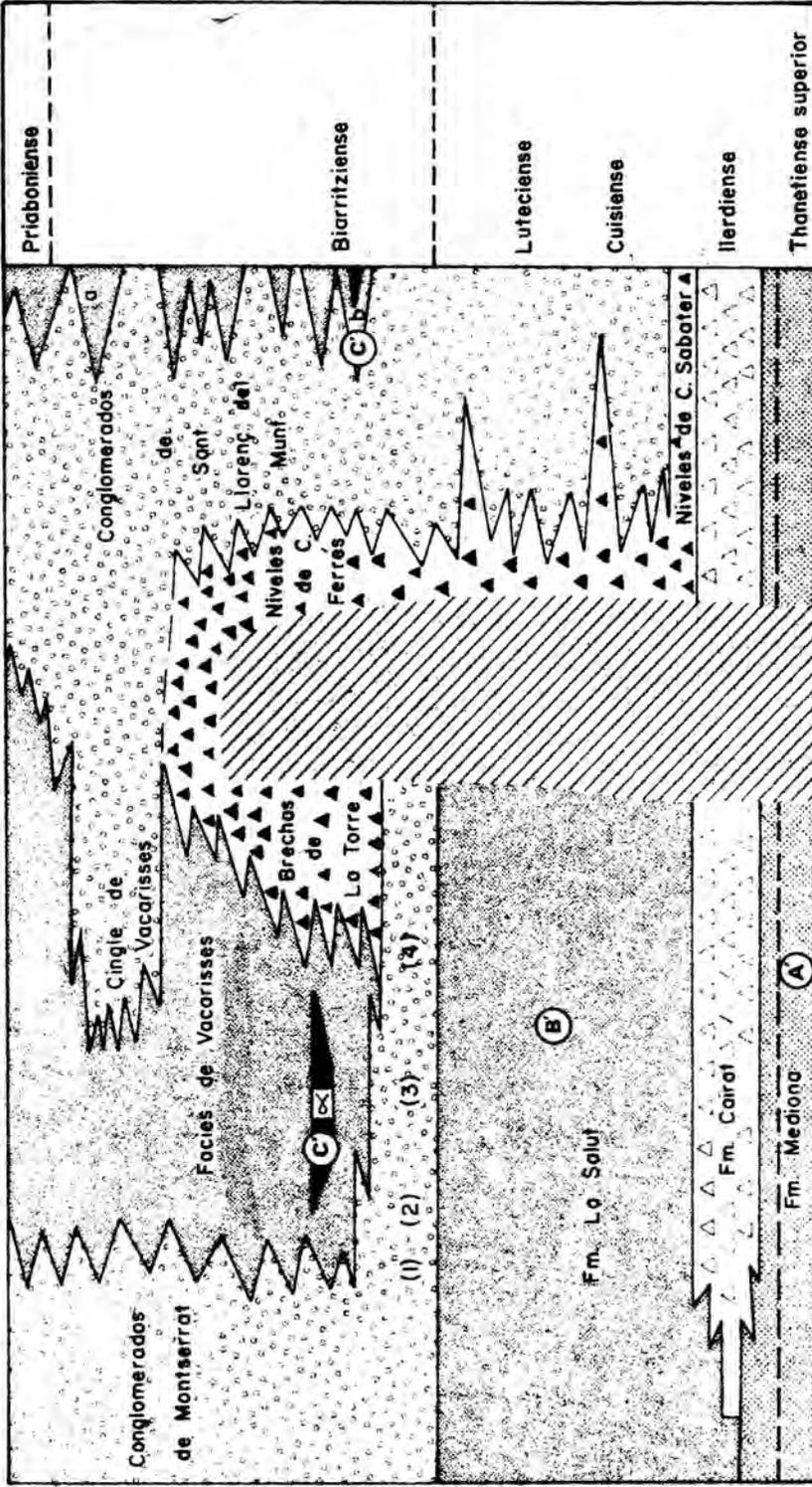


Fig.160. Relaciones entre las unidades lito-bio y cronoestratigráficas del area de Igualada.

WSW

ENE



- a) Facies de Sant Llorenç Savall
- b) Cuña de Sant Llorenç Savall
- c) Cuña de Monistrol-Vacarisses

- (1) Pla de les Bruixes
- (2) Sant Salvador de les Esposes
- (3) Carena del Torrelles
- (4) El Boixadell

Fig.161. Relaciones entre las unidades lito,bio y cronoestratigráficas del área de Montserrat.

tenecerían a dicho piso los niveles con micromamíferos de la Fm. Bosc d'en Borrás. En estos, la presencia de Protadelomys cartieri, característico de la zona de Egerkingen nos indicaría la presencia de niveles continentales biarriztienses bajo los niveles marinos de dicha edad. La zona de Egerkingen, correspondería, según HARTENBERGER (1969), al "Luteciense s.l.". CRUSAFONT et al. (1975), colocan esta zona en el "Biarriztiense" que está incluido en dicho "Luteciense s.l."

3.3.- RELACIONES ENTRE LAS UNIDADES LITO, BIO Y CRONOESTRATIGRAFICAS

Los límites de los pisos caracterizados en relación a las unidades litoestratigráficas y bioestratigráficas, son en muchos casos difíciles de precisar. Teniendo en cuenta lo expuesto anteriormente, estas relaciones se han representado en la fig. 160 para el área de Igualada, y en la fig. 161 para el área de Montserrat. Ambas merecen cierto comentario.

En el área de Igualada (Fig. 160) se ha considerado la Fm. Mediona como de edad Thanetiense, probablemente Thanetiense superior. El límite con el Ilerdiense se ha colocado en la base de la Fm. Orpí. Esta representaría el Ilerdiense inferior y medio. El Ilerdiense superior (= Cuisiense basal?) estaría representado por la Fm. Santa Candia, donde se han encontrado fósiles atribuibles a ambos pisos. El Cuisiense estaría representado además por parte de la Fm. Carme. Los límites, tanto el inferior como el superior del Luteciense, presentan grandes dificultades de colocación. La presencia de Raskyella aff. vadaszi en la unidad bioestratigráfica E, asociada a flora "Cuisoluteciense", y teniendo en cuenta la dispersión vertical de esta especie (Luteciense "Bartoniense"), nos permite fijar como de edad Luteciense a dicha unidad bioestratigráfica, por lo que el límite Cuisiense-Luteciense, debe corresponder a niveles de la Fm. Carme, sin poder precisar más.

El límite Biarriztiense-Luteciense en los materiales estudiados, presenta asimismo serias dificultades para su determinación. La diversidad de escalas empleadas aquí, así como la no consideración por parte de muchos autores de dicho piso, son los factores que promueven dicha dificultad a pesar de los numerosos elementos con que aparentemente se cuenta, como son, la presencia de mamíferos de la zona de Egerkingen (Biarriztiense), así como de carofitas de edad Luteciense-"Auversienne" y de gasterópodos bartonienses (s.l.) en los niveles algos del Grupo Pontils, por debajo de los materiales de origen marino típicamente biarriztiense de la Fm. Collbás (FERRER, 1971), correspondiendo los niveles de la Serra de Collbas a un Biarriztiense inferior-medio (VIA, 1969). Estos datos hacen pensar en que el límite Biarriztiense-Luteciense deba colocarse en los niveles altos del Grupo Pontils, sin poder dar una localización más exacta de dicho límite. La confirmación de esta hipótesis queda imprecisa hasta que no se posean más datos biocronológicos y se clarifique la correlación entre las zonaciones establecidas con fósiles marinos y las establecidas con fósiles continentales.

En el área de Montserrat (Fig. 161) los límites entre unidades cronoestratigráficas quedan totalmente imprecisos dada la escasez de datos bioestratigráficos. Únicamente puede decirse que están caracterizados paleontológicamente el Thanetiense superior-Ilerdiense inferior (?), el Luteciense y el Biarriztiense, sin poder precisar el límite entre los diferentes pisos del Eoceno inferior. En la Fig. 161 se ha señalado esta imprecisión.

4.- SINTESIS ESTRATIGRAFICA. COMPARACION CON LAS AREAS VECINAS

En el Bloque del Gaia los materiales basales paleógenos están representados por la Fm. Mediona, de origen continental, y de edad Thanetiense, probablemente superior. Esta formación descansa en disconformidad sobre el sustrato triásico y posee un afloramiento discontinuo (Fig. 6 y 11), no estando representada en la zona de la Serra de Miramar-Montblanc (cf. BENZAQUEN et alt. 1973). En el área referida está caracterizada por lutitas rojas que intercalan abundantes niveles de caliches, principalmente en los tramos basales, y paleosuelos, así como escasas intercalaciones de conglomerados y areniscas. Algunos niveles poseen origen lacustre y han proporcionado gasterópodos y carofitas. Aunque escasos, se han localizado en este área y en horizontes de la Fm. Mediona varios yacimientos de Vidaliella gerundensis.

En el área Salou-Tarragona-Salomó ESTEBAN (1973) asimila al "Garumniense" una serie de materiales carbonatados y detríticos rojos. En algunos bancos carbonatados de Salou BENZAQUEN et alt. (1973) citan la presencia de Glomalveolina dachelensis y G. telemetensis, que datan un Montiense-Thanetiense?, ESTEBAN y SANTANACH (1974) distinguen en Tarragona un "Garumniense calcáreo gris" y otro detrítico rojo que posee caliches en la base. El "Garumniense detrítico rojo" se sitúa erosivamente sobre diferentes niveles del calcáreo gris, el cual aparece plegado concordantemente con la serie mesozoica, y sobre otros materiales mesozoicos. Los autores mencionados correlacionan el Garumniense detrítico rojo con los niveles de Marmella que poseen caliches y costras semejantes a los de la base del "nivel de Bulimus" (Fm. Mediona). Es decir en esta área situada al S del accidente de Mediona, aparece localmente unos tramos carbonatados marinos paleocenos (Montiense-Thanetiense?) y unos tramos detríticos rojos superior en disconformidad. Estos tramos detríticos podrían correlacionarse con, o atribuirse a, la Fm. Mediona, teniendo en cuenta las características apuntadas por ESTEBAN (1973), BENZAQUEN y otros (1973) y ESTEBAN y SANTANACH (1974) y la edad thanetiense, probablemente superior, de la Fm. Mediona en el Bloque del Gaia.

El significado del "Nivel de Bulimus" sería el de una unidad bioestratigráfica, de amplia distribución areal en la Península Ibérica, que en el área estudiada coincide en parte con una unidad litoestratigráfica (Fm. Mediona).

Sobre la Fm. Mediona o a veces sobre los materiales triásicos del Bloque del Gaia yace las calizas con alveolínidos de la Fm. Orpí, de edad Ilerdiense inferior y medio. Esta formación aflora a lo largo del borde NW de dicho bloque y discontinuamente, debido a causas tectónicas, a lo largo de la Sierra de Miramar (KROMM, 1967; BENZAQUEN y otros, 1973). KROMM (1967) señala su presencia en el borde oriental de la mesa de Prades, al Sur de Montblanc, aunque allí le asigna una edad paleocena. Los sondeos próximos del interior de la cuenca del Ebro (Fig. 163) han cortado esta formación sobre materiales atribuidos al Keuper (Castellfullit del Boix, ESSO) o Muschelkalk medio (Santpador, S.G.O.P.). El sondeo de Senant (ESSO) no atravesó materiales de esta formación. Aunque la Fm. Mediona aparece en el área de Montserrat-Sant Llorenç del Munt, no vuelven a aflorar calizas con Alveolina en todo el borde oriental de la cuenca del Ebro hasta la zona de El Far (HOTTINGER, 1960).

En el área estudiada está caracterizada por un paquete de calizas biosparíticas de foraminíferos (Alveolina, Miliólidos, Orbitolites) que yace sobre un tramo basal dolomítico, a veces con intercalaciones de margas, carnio-las y brechas. Entre Pontils y Vallespinosa se observa el paso a dolomias de casi toda la formación, hecho ya señalado por KROMM (1967)

CASTELLFULLIT nº1(ESSO)

41° 39' 32" N
 5° 22' 18" E
 R.T. 729m.
 T.D. 2451m.

SANTPEDOR (S.G.O.P)

41° 26' 27" N
 5° 33' 08" E
 R.T. 307,2m
 T.D. 2053m

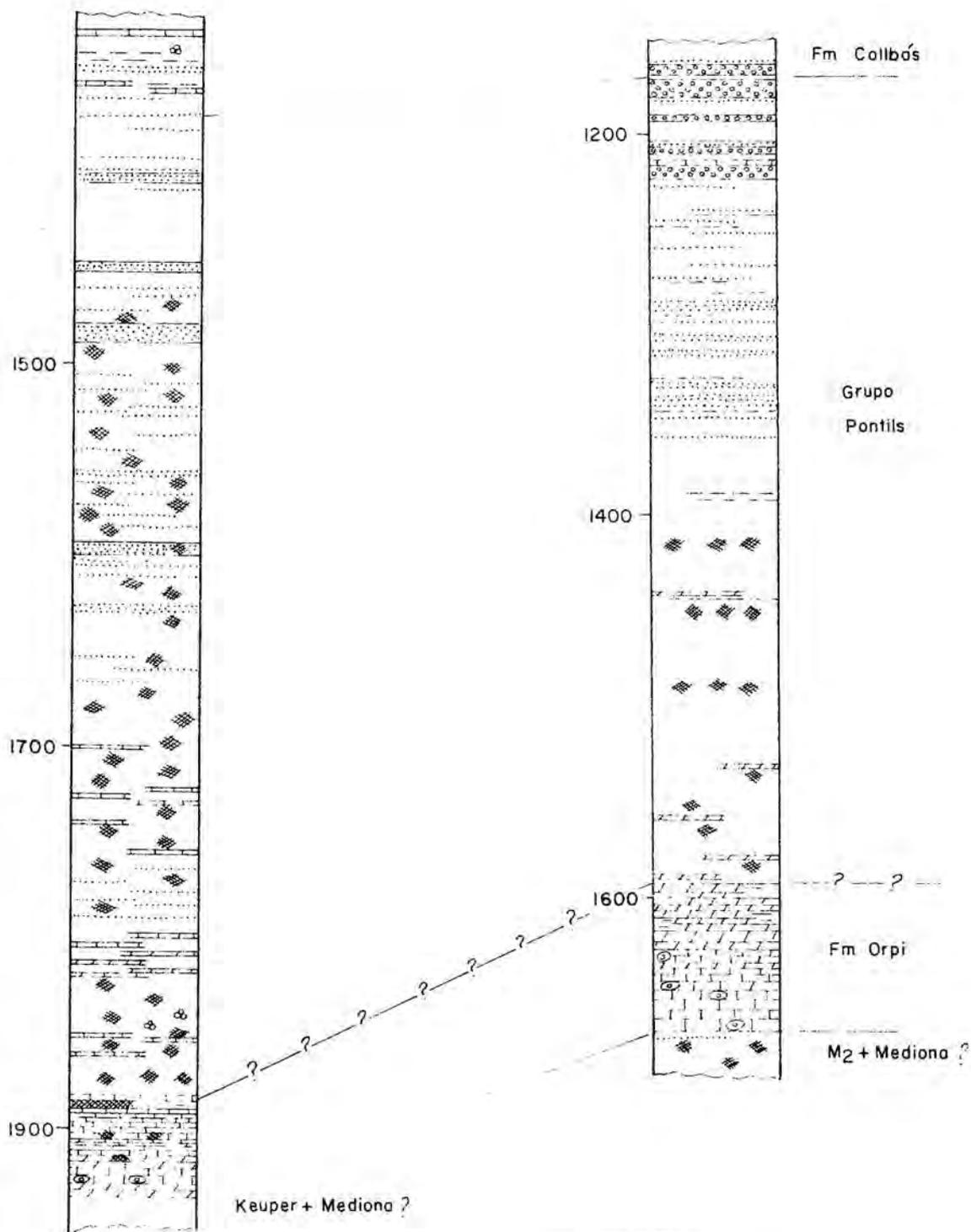


Fig.163

En el borde noroccidental del Bloque del Gaia y sobre las calizas con alveolínidos de la Fm. Orpíyyacen los materiales del Grupo Pontils (Lámina III). En toda el área estudiada la base de este grupo está constituida por los niveles de calizas y margas lacustres y lagunares de la Fm. Sta. Candia. Esta formación se extiende por lo menos hasta el borde oriental de la mesa de Prades (BENZAQUEN et alt. 1973). Sobre la Fm. Santa Candia en toda el área estudiada yace una potente serie lutítica roja con escasas intercalaciones de bancos de areniscas y yesos que constituyen la Fm. Carme de edad Cuisiense-Luteciense inferior? en esta zona. A dicha formación deben atribuirse los potentes tramos de lutitas rojas que afloran en posición estratigráfica similar en la zona entre Vallespinosa y Montblanc y bordeando la mesa de Prades hasta por lo menos la zona de Vilanova de Prades-Ulldemolins, y que han sido diferenciados por diversos autores: JULIVERT (1954, 1955); ALMELA y otros (1956); KROMM (1967), BENZAQUEN et alt. (1973), SOLE SUGRANES y otros (197).

En la zona de la Pobla de Claramunt-Carme, y hasta las cercanías del Coll de la Portella aflora sobre los materiales lutíticos rojos de la Fm. Carme, los niveles de lutitas predominantemente rojas y areniscas con paleocanales de relleno arenoso y/o conglomerático de la Fm. Claramunt (Luteciense-Biarritziense inferior). En las cercanías de la Pobla de Claramunt esta formación posee unas características deposicionales que recuerdan a las de algunas facies del área de Montserrat-Sant Llorenç del Munt. La parte superior de esta formación pasa lateralmente, al Norte de Carme, a la Fm. La Portella caracterizada por lutitas grises y areniscas amarillentas con estratificación cruzada y laminación ripple, que contienen fauna de ambientes lagunares o litorales someros, mientras que los niveles inferiores pasan lateralmente a la Fm. Fontanelles (tramos de lutitas y margas rojas y versicolores alternando con bancos finos de caliza con abundantes fósiles lacustres), y a la Fm. Carme, de modo que en el corte del Castell de Miralles sobre la Fm. Carme se sitúa la Fm. Fontanelles (Luteciense-Biarritziense inferior) y sobre ésta la Fm. La Portella (Biarritziense inferior). Al Oeste de la zona de Santa María de Miralles, la Fm. Fontanelles pasa lateralmente en parte a la Fm. Carme y en parte a las dolomías y yesos con sílex de la Fm. Valldeperes. Los niveles superiores de la Fm. Fontanelles así como la Fm. La Portella pasan lateralmente en la zona entre Sant Magí y Les Colomines a las calizas en tramos potentes de la Fm. Bosc d'en Borrás. Así en el corte de las inmediaciones de Pontils, sobre los tramos lutíticos rojos de la Fm. Carme yacen los niveles de yesos y dolomías con sílex y lutitas de la Fm. Valldeperes (Luteciense) que a su vez soportan a las calizas de la Fm. Bosc d'en Borrás (?Luteciense-Biarritziense inferior). Este mismo dispositivo se sigue hasta Vallespinosa, donde los yesos no aparecen pero sí las calizas y dolomías con sílex de la Fm. Valldeperes. En esta zona la Fm. Bosc d'en Borrás no posee el desarrollo que la caracterizaba en la zona de Pontils-Valldeperes.

Al SW del afloramiento conglomerático oligoceno discordante de Sant Miquel-Valldosera sobre el tramo lutítico rojo atribuible a la Fm. Carme que se extiende discontinuamente por lo menos hasta la zona de Vilanova de Prades-Ulldemolins, y en posición estratigráfica idéntica, han sido citados por diversos autores unos tramos de yesos y calizas con sílex que soportan bancos de calizas "brechoides" y margosas rosadas con caráceas, que podrían atribuirse a las Fm. Valldeperes y Bosc d'en Borrás. (ALMELA y RIOS, 1953; JULIVERT, 1954, 1955; ALMELA y otros, 1956; KROMM, 1967; BENZAQUEN y otros, 1973; y SOLE SUGRANES y otros 197).

SOLE SUGRANES y otros (197) les atribuyen una edad Luteciense, ESTEBAN (1973) señala en Ulldemolins que sobre los materiales paleozoicos se disponen 120 cm. de arcillas rojas con yesos intercalando bancos de calizas en los niveles basales que soporta un paquete de yesos masivos con nódulos de sílex

(43 m.) y a continuación aparece un paquete de más de 140 m. de calizas, calizas margosas, limolitas, arenitas y conglomerados. En la base del tramo lutítico rojo señala la presencia de "Bulimus gerundensis" al pie del Montsant, hecho reseñado por SOLE, (1940, citado en LLOPIS, 1947). ASHAUER y TEICHMULLER (1935) describen una serie similar para el borde del Priorato, atribuyéndole una edad oligocena. Los estudios que en la actualidad realiza F. COLOMBO permitirán establecer la extensión y límites de algunas de las formaciones definidas en el borde NW del Bloque del Gaia (Fm. Sta. Candia, Fm. Carme, Fm. Valldeperes, Fm. Bosc d'en Borrás) y cuya continuación hacia el SW de Vallespinosa parece manifiesta a la luz de los datos mencionados. Hacia el interior de la cuenca, los sondeos para investigación petrolífera confirma la presencia y extensión del Grupo Pontils en dichas áreas. Así el de Senant (ESSO) atraviesa una serie continental similar a la que aflora en las cercanías de Montblanc, mientras que en el de Castellfollit del Boix (ESSO) y en el de Santpedor (S.C.O.P.) los materiales atravesados recuerdan a la constitución del Grupo Pontils en el área Pobla de Claramunt-La Portella.

Estos datos dan una idea de la extensión del Grupo Pontils, que aparece representado en la zona de Igualada-Montblanc, probablemente se extiende hacia el SW, y están presentes materiales atribuibles a dicho grupo en amplias zonas de la Cuenca del Ebro. No obstante, es opinión del autor, que no deben atribuirse al Grupo Pontils los materiales detríticos groseros que constituyen el Paleógeno anterior a la transgresión biarritziense del borde oriental de la cuenca del Ebro al NE de la zona de Igualada. Estos materiales detríticos groseros, a parte de su carácter de facies de borde (sedimentación molásica gruesa) poseen unas características litológicas que los diferencian claramente de los materiales del Grupo Pontils. Así pues el Grupo Pontils representaría una sedimentación de "centro" de cuenca, con materiales detríticos de granulometría relativamente fina y formaciones evaporíticas y calcáreas, aunque aparezcan en la actualidad en zonas del borde de afloramiento de la cuenca del Ebro, mientras que al NE de Igualada los materiales detríticos groseros (areniscas, pudingas, brechas) representarían materiales depositados junto o en las proximidades del borde paleógeno de la cuenca del Ebro. La formación Claramunt, perteneciente al Grupo Pontils, en la zona del río Anoia, posee no obstante unas características intermedias entre los materiales de "borde" y de "interior" de cuenca, tanto desde el punto de vista litológico como deposicional.

Así en el área de Collbató-Coll Cardús sobre los materiales triásicos (Keuper basal?-Muschelkalk superior) yacen los niveles de costras caliches, lutitas rojas y areniscas de la Fm. Mediona, datable como Thanetiense superior-Ilerdiense?, sobre la que yace, al NE del Collbató la Fm. Cairat (brechas de cantos procedentes de materiales triásicos). Sobre esta formación y en Collbató sobre la Fm. Mediona, aparecen las areniscas, lutitas y conglomerados de la Fm. La Salut, que localmente intercalan bancos carbonatados (calizas lacustres) y cuya edad sería ?Cuisiense-Luteciense. En la zona de Collbató la Fm. La Salut soporta la masa de pudingas de Montserrat que en dirección Norte se deshilacha pasando a materiales detríticos rojos más finos y parcialmente a materiales del Grupo Santa María. Hacia el Este se prolongan los niveles basales mientras los tramos conglomeráticos medios, al este del río Llobregat pasan a las Facies de Vacarises (areniscas, lutitas, y conglomerados). En el área de Matadepera los materiales paleógenos están representados en la base por la Fm. Mediona sobre la que yacen las brechas calcáreas de la Fm. Cairat que soportan un tramo de brechas de materiales paleozoicos (Nivel de Can Sabater). Sobre este nivel de brechas de pizarra se disponen los conglomerados poligénicos de Sant Llorenç del Munt (?Cuisiense-Priaboniense) que se interdigitan localmente con facies de brechas

de Pizarras (Niveles de Can Ferrer y de La Torre). Hacia el oeste, los conglomerados de Sant Llorenç del Munt y las brechas de La Torre pasan a las facies de Vacarisses (Lám. IV). Los tramos basales de los conglomerados de Sant Llorenç del Munt en dicha dirección probablemente se interdigitarían con la Fm. La Salut y niveles del Boixadell (tramos basales de los Conglomerados de Montserrat). Los conglomerados de Sant Llorenç del Munt hacia el Noroeste, Norte y Nordeste, pasan a los tramos arenosos-conglomeráticos de la Facies de Sant Llorenç Savall y a materiales del Grupo Santa Maria (ver VILAPLANA, 1977). Al Este del río Ripoll los conglomerados de Sant Llorenç del Munt pasan a facies del tipo Sant Llorenç Savall.

En la zona entre el río Ripoll y Riells del Fai tienen lugar importantes cambios de facies, así, aun cuando en la base de la serie paleógena se localiza la Fm. Mediona. La Fm. Cairat que en la zona de Guanta se presenta como potentes tramos masivos de brechas hacia el NE (Sant Sebastia de Montmajor) pierde estas características pasando a unos tramos lutíticos con intercalaciones de lentajones de brechas. El nivel suprayacente de Can Sabater (brechas de pizarra), en las inmediaciones de Tres Pins desaparece siendo sustituido por un tramo arcósico con cantos de pizarra, de pórfido y de materiales graníticos que en las inmediaciones de Sant Feliu de Codines posee un gran desarrollo con cantos procedentes de materiales intrusivos casi exclusivamente.

Sobre los tramos arcósicos de Sant Feliu de Codines se disponen los materiales de origen marinos de la Fm. Areniscas de Centelles con los cuales localmente se indentan. Las facies de Sant Llorenç Savall, en dirección a Gallifa-Sant Feliu de Codines, pasa lateralmente a las Areniscas de Centelles y Galizas del Cerda (cf. REGUANT, 1967).

Al NE y N de Sant Feliu de Codines los materiales paleógenos continentales anteriores a la transgresión biarritziense han sido denominados por REGUANT (1968) Areniscas y Conglomerados rojos de Riells del Fai hasta Centelles, y desde esta población, donde los materiales biarritzienses marinos se apoyan directamente sobre el sustrato triásico, hacia el NE Conglomerados y Areniscas rojos de Les Guilleries. En gran parte de esta zona COLOMBO et al. (1974) señalan la presencia de un nivel basal con caliches y costras, y en el que se encuentra Vidaliella gerundensis con características idénticas a las de la Fm. Mediona del área de Collbató-Castellar del Vallés. Los trabajos de COLOMBO en curso de realización aportarán nuevos datos estratigráficos y sedimentológicos sobre los materiales paleógenos continentales basales de esta zona del borde de la Cuenca del Ebro. FERRER y otros (1968); FERRER (1971) y PALLI (1972) han atribuido a la "Fm. Pontils" estos materiales, atribución que en opinión del autor no debe mantenerse por las razones expuestas anteriormente.

Los materiales detríticos groseros de origen continental del borde oriental de la Cuenca del Ebro en la zona de Collbató-Centelles, hacia el centro de la cuenca pasan a materiales del Grupo Pontils y del Grupo Santa María, como lo demuestran los sondeos de Castellfullit del Boix (ESSO) y Santpedor (S.G.O.P.). Este paso, que debe ocurrir entre los materiales del área de Montserrat y los del área de Igualada nosse observa, en parte debido a la presencia del Cabalgamiento de materiales paleozoicos de El Bruc-Roques blanques, pudiéndose comprobar únicamente que algunos tramos conglomeráticos masivos altos de Montserrat pasan lateralmente a facies continentales más finas que a su vez se interdigitan con los materiales del Grupo Santa María y con niveles continentales suprayacentes a este Grupo (Fm. Artés de FERRER 1971). Las conexiones entre el Grupo Pontils, Fm. Orpí y Fm. Mediona del área de Igualada y las formaciones del área de Montserrat, quedan ocultas bajo el cabalgamiento de la zona de Roques Blanques.

El Grupo Santa María que yace sobre el Grupo Pontils en la franja Poble de Claramunt-Vallespinosa, desaparece al SW de esta localidad (ALMELA y RIOS 1953; JULIVERT, 1954, etc.) por cambio de facies que en parte está cubierto en discordancia por la masa de Conglomerados de Sant Miquel-Valldosera, así en la zona de Cabra del Camp (ej. BENZAQUEN et al. 1973) no aparecen materiales marinos post-ilerdienses. KROMM (1961) señala la presencia de niveles marinos atribuibles al Eoceno medio-superior a unos 3 kms. al NE de Cabra del Camp, al SW de la masa conglomerática de Valldoseras.

III

HISTORIA GEOLOGICA

En este capítulo se ha considerado interesante presentar un apartado pre-
vio de Evolución tectónica, a fin de que en un segundo apartado pueden ser trata-
das con mayor profundidad tanto la influencia de la tectónica en la sedimentación
como la evolución tectosedimentaria y paleogeográfica de este sector durante el
Paleógeno inferior.

1.- EVOLUCION TECTONICA.

En este apartado no se pretende efectuar una explicación exhaustiva de
las estructuras tectónicas de área estudiada, que necesitaría de un estudio más
profundo y específico por parte de especialistas, sino mas bien ofrecer una vi-
sión mas o menos hipotética de la relación entre tectónica y sedimentación y
la evolución de esta relación a lo largo del Paleógeno.

La evolución tectónica del área estudiada está íntimamente ligada al de-
sarrollo de la Cordillera Prelitoral durante el Terciario. No obstante, este de-
sarrollo se engloba en un contexto más amplio, cual es el desarrollo del conjunto de
los Catalánides.

En el área estudiada y sus inmediaciones se han distinguido desde antiguo
varias unidades morfoestructurales: Depresión del Ebro, Cordillera Prelitoral,
Depresión del Vallés-Penedés y Cordillera Litoral. La individualización de las tres
últimas unidades, que en conjunto reciben el nombre de Sistema mediterráneo o
Catalánides, de alineación general NE-SW, tiene lugar en una fase tardía, a fina-
les del Paleógeno-inicio del Neógeno. Dicha individualización tiene lugar a par-
tir de una unidad precedente: el Macizo Catalán.

La Cordillera Prelitoral está constituida en sentido estricto por los res-
tos de un bloque elevado de los Catalánides puesto en contacto con los materia-
les de la Depresión del Ebro mediante una falla inversa de plano progresivamen-
te más tendido (*) y que posteriormente ha sido fracturado, en una época disten-
siva, quedando únicamente restos de este bloque levantado adosado a los materia-
les de la Cuenca del Ebro. El resto del antiguo bloque levantado ocupa el fondo
de la Depresión del Vallés-Penedés. Los planos de la falla normal e inversa coin-
ciden en profundidad (FONTBOTE, 1954).

Los materiales triásicos que constituyen la cobertura del zócalo paleozoi-
co y el basamento de los niveles terciarios en esta área, han sido afectados de
forma diversa, quedando generalmente preservados los adosados al bloque hundido
respecto a la falla inversa. FONTBOTE (1954) cita únicamente un lugar donde ha
quedado preservada parte de la cobertura del bloque levantado: en la zona de Bi-
gues -Sant Feliu de Codines. En unas ocasiones los niveles triásicos forman par-
te de un pliegue-falla, localizado en el bloque hundido y llegando a recubrir
a los materiales terciarios (Cortes 2,6,17,18 de la lámina V); en otras ocasiones
aparecen decapitados por la falla (FONTBOTE, 1954), y en otras aparecen simplemen-
te volcados (cortes 7,13,15, lám. V) o verticalizados (cortes 8,9,10,11, lám V).
Estas múltiples situaciones obedecen a un mecanismo sencillo cual es la actuación
de una falla inversa entre dos bloques rígidos de materiales paleozoicos que so-
portan una cobertura triásico-eocena que, dada la plasticidad de ciertos niveles
(tramos altos del Buntsandstein, Muschelkalk medio, Fm. Mediona), ha actuado de
diferente modo frente a la compresión, quedando en ocasiones atrapados en el la-
bio hundido con forma de sinclinales vergentes al NW. A veces estos sinclinales
están asociados a anticlinales en su parte frontal (La Puda, Collbató). La ero-

(*) En la zona de Les Pedritxes se ha podido medir la inclinación del plano de
falla o cabalgamiento en dos ocasiones, siendo de 20° y 24°. En algún caso (zona
de Sant Salvador de les Espases) se han observado fallas inversas de plano casi
horizontal.

sión que ha actuado sobre estos bloques, ha mostrado diferentes niveles y aspectos de esta situación, así el corte 14 de la lámina V muestra el plano de pliegue falla limitando al bloque levantado (zócalo paleozoico cabalgante) y la cobertera triásico-eocena formando parte del bloque hundido. En cambio en muchas ocasiones no han quedado restos de este bloque levantado cabalgante, pero sí de la cobertera mesozoica cabalgante hundido involucrada en la estructura y que se encuentra cabalgando a los propios materiales triásicos (corte 4) o paleógenos (cortes 2, 15,16).

En alguna ocasión una fase distensiva posterior ha actuado hundiendo los materiales paleozoicos cabalgantes y preservándolos parcialmente de la erosión posterior (cortes 16 y 17).

Una serie de fracturas transversales con respecto a la alineación de la Cordillera separa sectores más o menos amplios en los que la estructura suele ser muy similar, pero diferente de la que se presenta en el sector adyacente. Cabe señalar aquí que una de estas fracturas es la que discurre junto a la Puda de Montserrat. Esta falla posee una dirección casi N-S y pasa por el Coll de les Bruixes, cercanías de Castellbell, siguiéndose hasta las proximidades de Manresa; es la responsable de la falta de continuidad entre los niveles del Pla de les Bruixes y los de Sant Salvador de les Espases (Conglomerados de Montserrat, tramos basales)

Al Oeste de Collbató un gran accidente de dirección NW-SE desplaza la Cordillera Prelitoral, que aparece a partir de él hasta el río Anoia, constituida por un bloque cabalgante de materiales paleozoicos, que en el contacto con los niveles eocenos muestran una serie de materiales triásicos pinzados (lám. VI), dato ya señalado por PALET (1931). Este bloque queda limitado por la fractura del Anoia, a partir de la cual, la estructura de la actual la estructura de da al Bloque del Gaia siguiendo la alineación del accidente de Sant Quintí. El Bloque del Gaia se presenta como un sector del zócalo paleozoico de la depresión del Ebro que ha sido elevado y que soporta una cobertera mesozoica y paleógena plegada (LLOPIS,1947). La Lámina VI muestra diferentes cortes del sector Gaia-Els Brucs en los que se observa que la Cordillera Prelitoral en sentido estricto en el Bloque del Gaia queda limitada a la zona del accidente de Sant Quintí. En la zona del Montmell se encuentran formas de plegamieto con vergencia al NW, correspondiendo al arco periférico de Bonastre-zona de Vall de Sant Marc que quedan comprendidos entre el Bloque del Gaia y el macizo de Bonastre (BENZAQUEN et al., 1973 a-e); estas estructuras se corresponden con las formas estructurales de la Cordillera Prelitoral (LLOPIS,1947).

Los pliegues de la cohertera mesozoica y paleógena del Bloque del Gaia poseen una alineación general NE-SW, reflejando probablemente accidentes del zócalo de este bloque. Los pliegues del borde septentrional se van relevando (Orpi, Carme, etc.) limitando la zona elevada que constituye el Bloque del Gaia respecto a la Depresión del Ebro (área Igualada-Santa Coloma de Queralt).

FONTBOTE (1954) sitúa la edad de actuación de la fase compresiva con desarrollo de la falla inversa de la Cordillera Prelitoral en este sector en el Eoceno superior-Oligoceno. La fase distensiva, con la individualización de la Cordillera se situaría a finales del Oligoceno-Mioceno inferior. La discordancia progresiva de los Conglomerados de Sant Miquel-Vàlldosera (Eoceno superior-Sannoisiense) indicaría que el levantamiento relativo del bloque del Gaia que la formó data de la misma época que la fase compresiva que formó la falla inversa de la Cordillera Prelitoral. La época "paroxismal" de la compresión durante el Paleógeno que originó dicha cordillera se situaría pues en el Priaboniense-Sannoisiense. No obstante, el accidente original probablemente actuó desde el Eoceno inferior, como lo demuestran los datos sedimentológicos del área de Collbató-Castellar del Vallés. El desgarré del SW de Montserrat data del Eoceno superior-Oligoceno aproximadamente; afecta claramente a los materiales priabonenses, pero no ha podido registrarse hasta que niveles del Paleógeno afecta. Su actuación se remonta asimismo probablemente al Eoceno medio o inferior como lo demuestran: a) Presencia de discordancias angulares (fig 164,165) y progresivas (Fig. 141,165) de edad Luteciense (?) -Biarritzense inferior en los niveles con-



Fig. 164.- Discordancia angular entre los tramos superiores de la Fm. La Salut (serie inferior) y los niveles masivos basales de los Conglomerados de Montserrat (serie discordante). Cercanías de les Coves del Salitre (Collbató).

glomeráticos basales de Montserrat en el área adyacente a Collbató (discordancias que han sido deformadas posteriormente, posiblemente durante el Eoceno superior-Oligoceno), b) Presencia de niveles de brechas de pizarra interdigitados con facies conglomeráticas de Montserrat, que poseen edad biarritziense y priaboniense en la zona de El Bruc de Dalt y Can Salces (Loc. M-9).

Así pues durante el Eoceno inferior, posiblemente a partir del Ilerdiense tendrían lugar movimientos tectónicos en esta zona, que alcanzarían la fase paroxismal durante el Priaboniense-Sannoisiense.

Los materiales paleógenos aparecen afectados por la tectónica de modo diverso. Es característica la fuerte diaclasación que se puede observar en los macizos de Montserrat y de Sant Llorenç del Munt, a la que deben en parte, su morfología peculiar (LLOPIS, 1944). En Montserrat, el sistema principal de diaclasas posee una dirección N-S variando hasta NNE-SSW, y el sistema secundario, posee una dirección E-W, pasando a WSW-ENE y siendo de mucha menor importancia. En Sant Llorenç del Munt la dirección principal corresponde al NNE-SSW y aparece una secundaria de orientación ESE-WNW. En el macizo de Sant Llorenç del Munt aparecen asimismo fallas normales escalonadas con dirección NE-SW en las que los bloques hundidos corresponden a los situados al NW de los planos de falla.

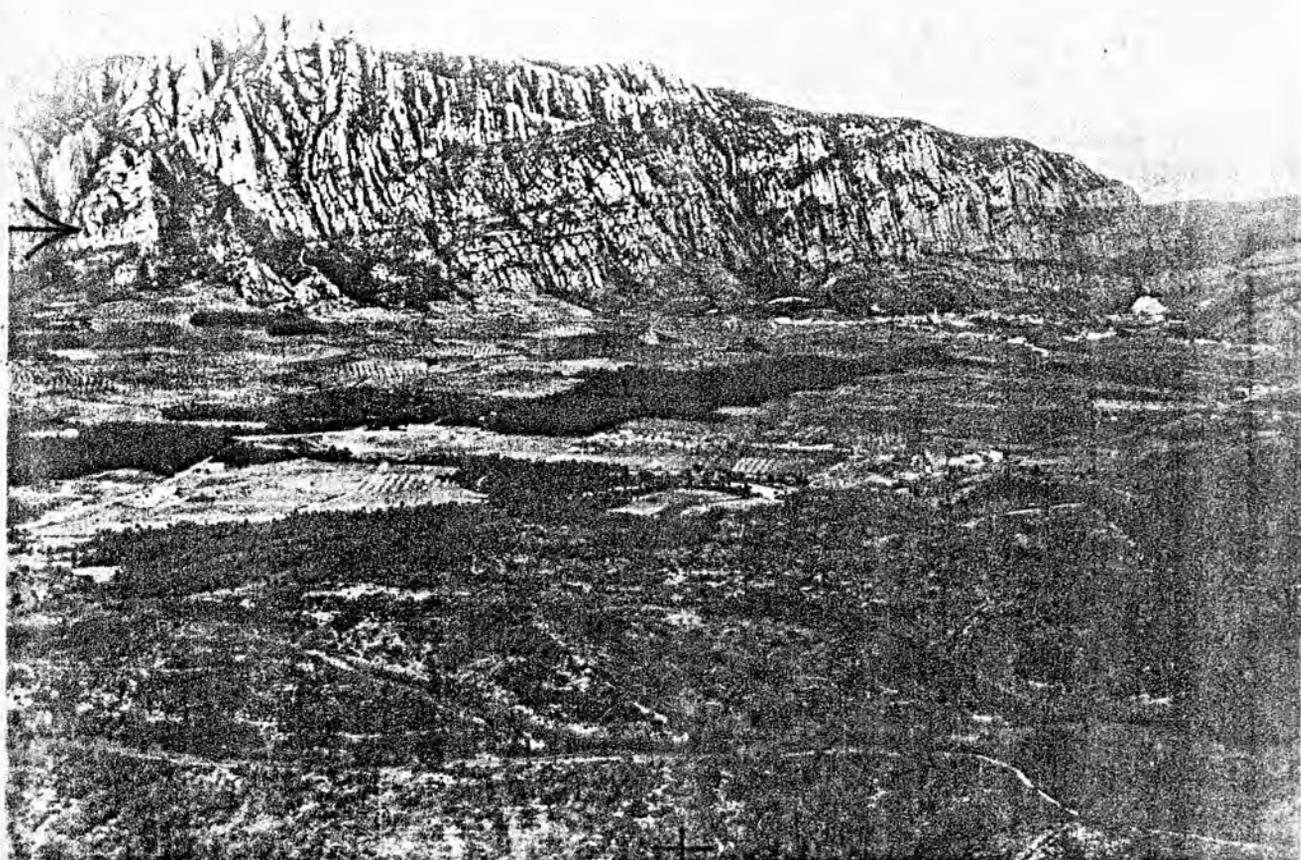


Fig. 165.- Vista aérea oblicua de la región de Collbató-Montserrat desde la vertical de la zona de Piera-Masquefa. Obsérvese la discordancia angular (que lateralmente desaparece) entre los tramos conglomeráticos masivos inferiores de Montserrat.

Un rápida visión a los mapas de conjunto de los Catalánides revela un sistema de bloques o sectores delimitados por una serie de fracturas de orientación diversa, de las que predominan las NE-SW y NW-SE. Algunas de ellas han jugado de diferente forma a través del tiempo, observándose a demás que coincidiendo con el trazado de alguna de ellas aparecen importantes cambios sedimentológicos en los materiales prepaleógenos (ESTEBAN, 1973; ESTEBAN y ROBLES, 1976; M. MARZO, comunicación personal) y paleógenos. Las alineaciones NE-SW y los accidentes NW-SE en el Mediterráneo occidental parece ser que coinciden con la red de fracturas de desgarras tardihercinianas (NW-SE dexas y NE-SW senestras; ej. MAUFFRET, 1976; ARTHAUD y MATTE, 1976), pero que han jugado durante el Mesozoico (ESTEBAN, 1973) y sobre todo en el Cenozoico ante los empujes alpinos. Durante el Priabonense-Sannoisiense, en esta área, ha tenido lugar una fase compresiva, en la que alguna de estas fallas se han comportado como inversas (NE-SW) dando lugar a cabalgamientos y pliegues vergentes al NW y desgarras de orientación NW-SE (Accidente al SW de Montserrat, alineación del Francolí, etc).

La interpretación en este conjunto de las fallas que poseen diferente alineación (ej. N-S aproximadamente) o del desgarras senestro de Garraf-Anoia es difícil. En un estudio reciente SOLE SUGRAÑES (1978) sugiere que no es estrictamente necesario una dirección de acortamiento horizontal NW-SE para explicar las estructuras compresivas de los Catalánides. Estas, según dicho autor podría explicarse por un efecto de transpresión con fallas transcurrentes NE-SW senestras correspondientes a un acortamiento N-S y con un componente vertical importante de tipo inverso. Según el referido autor, los desgarras senestros de alineación aproximada N-S (Garraf-Anoia) son difíciles de integrar en el sistema de fallas transcurrentes resultantes de una compresión N-S; aquellos desgarras, en la época de activación de las fallas transcurrentes, habrían actuado como fallas normales.

2.- EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA. INFLUENCIA DE LA TECTONICA EN LA SEDIMENTACION.

En la evolución paleogeográfica del área estudiada durante el Paleógeno ha intervenido fundamentalmente la evolución tectónica de la Cordillera Prelitoral conjuntamente con la individualización y desarrollo de la Cuenca del Ebro. La evolución tectónica ha tenido una influencia doble en la evolución paleogeográfica. Por una parte se nota una influencia en la delimitación de áreas de sedimentación por medio de accidentes importantes. Estas áreas corresponden a bloques corresponden a bloques más o menos estables y en cuyos bordes tiene lugar una serie de movimientos que condicionan a veces las principales alineaciones paleogeográficas. Por otra parte, la tectónica ha influenciado en la sedimentación propiamente dicha imprimiendo unas características propias a los depósitos paleógenos del área estudiada (tectofacies molásicas).

Los materiales terciarios más antiguos localizados en el área objeto de este estudio corresponden al Thanetiense, probablemente superior que yacen en discordancia sobre los diferentes niveles triásicos (y quizá liásicos).

La evolución paleogeográfica del Cretácico de este sector de los Catalánides ha sido expuesta en un reciente trabajo por ESTEBAN y ROBLES (1976). Estos autores señalan unos dominios fuertemente subidentes en la zona de Garraf-Montmell y unas áreas de subsidencia nula o escasa, coincidiendo los límites entre los diferentes dominios con fracturas NE-SW y NW-SE. En el área que nos ocupa una de las fracturas más importantes limitantes es el accidente de Sant Quintí, pues al norte de dicho accidente no hay registro de materiales cretácicos. Al NE del río Llobregat no existen afloramientos de materiales cretácicos, pero éstos debieron cubrir junto con los triásicos zonas amplias hacia el NE del límite de afloramientos actuales, como lo demuestran la existencia de cantos cretácicos en Sant Llorenç del Munt y Montserrat y los datos de los sondeos Barcelona Marino E-1 y B-1. Probablemente durante el Cretácico el Bloque del Gaia correspondía a una zona de emersiones prolongadas, con épocas de laterización que ESTEBAN (1973) sitúa en el Cretácico inferior, y que posteriormente dará lugar a la formación de bauxitas que se encuentran como rellenos de bolsas de origen kárstico en la zona de la Llacuna. Al Sur del accidente de Mediona y de su prolongación hacia el SW, durante el Cretácico superior tiene lugar una serie de episodios transgresivo-regresivos que culminan con la presencia de niveles paleocenos marinos en el área de Salou-Llaberia. Estas localizaciones son de sumo interés paleogeográfico y plantean gran cantidad de problemas. Aun teniendo en cuenta la posibilidad de que estos niveles estén emplazados en zonas que no correspondan a su posición original debido a corrimientos cuya magnitud se desconoce, parece cierta su nula relación con el ciclo paleógeno en la zona estudiada, estando ligados en cambio con el ciclo del Cretácico superior.

En disconformidad sobre los materiales del ciclo Cretácico superior-Paleoceno (Montiense-Thanetiense) se localizan en el área de Salou-Tarragona unos tramos detríticos rojos con caliches basales (ESTEBAN, 1973) ESTEBAN y SANTANACH 1974) que poseen estrechas relaciones con los de la Fm. Mediona del área estudiada. Durante el Thanetiense, en el Bloque del Gaia aparecen una serie de cubetas (figs. 6 y 11) donde tiene lugar acumulaciones de niveles predominantemente rojos de origen fluvial y lacustre con importantes episodios de edafización, a menudo ligados a Microcodium. Estas cubetas parecen formadas a partir de depresiones excavadas en los materiales poco competentes del Keuper (arcillas, margas, evaporitas) y flanqueadas por zonas elevadas constituidas por los niveles de calizas y dolomías del Keuper superior. En las cubetas se depositaron los horizontes lutíticos de la Fm. Mediona, mientras en las zonas elevadas únicamente se formaban niveles de costras calcáreas, dejándose sentir una intensa actividad cariante de Microcodium favorecida por la karstificación de las calizas del Keuper superior. En el área de Montserrat se depositaron asimismo durante el Thanetiense los niveles de la Fm. Mediona, aunque sin las diferenciaciones que ocurrieron en el área de Igualada, probablemente debido a una menor irregularidad de basamentos.

En este contexto es interesante efectuar algunas precisiones sobre la sedimentación de los tramos paleógenos basales del área estudiada; estos han sido integrados por diversos autores (cf. cpa. 2.2.3.) bajo el nombre de "nivel de Bulimus". A este respecto conviene distinguir entre la noción de "nivel de Bulimus" y el concepto de "Formación Mediona". El primero tendría el significado de una unidad bioestratigráfica (conjunto de capas que poseen Vidaliella gerundensis "Bulimus"), mientras que la Fm. Mediona sería unanidad litoestratigráfica de naturaleza fundamentalmente lutítica, con abundantes caliches y costras, y que en el área estudiada coincide con el "nivel de Bulimus", pero que en otros lugares no tiene por qué hacerlo. Un ejemplo de esta situación se da en la zona del Far, donde los tramos basales paleógenos que constituyen el "nivel de Bulimus" son materiales predominantemente arcósicos, por lo que no deben incluirse en la Fm. Mediona. En cuanto a la relación de estas unidades con las cronoestratigráficas hay que puntualizar que en la zona de Igualada el "nivel de Bulimus" posee una edad Thanetiense superior, edad que asimismo posee dicho nivel en la zona de Berga (PLAZIAT, 1973). Aun cuando es difícil de asegurar por los pocos datos que se poseen (PLAZIAT, 1973) Vidaliella gerundensis tendría el valor de fósil característico de las facies continentales del Thanetiense e Ilerdiense inferior y medio.

Con el inicio del Eoceno ocurren importantes cambios en el área estudiada. Así como durante el Cretácico y Paleoceno el accidente de Mediona actuó como límite entre dos zonas: una de sedimentación y subsidencia elevada en algunas épocas, y otra de subsidencia escasa o nula, y durante el Thanetiense superior parece perder este carácter, durante el Eoceno inferior lo vuelve a tomar pero en sentido inverso. Así parece deducirse de la falta de afloramientos de materiales eocenos al SE del accidente de Mediona. Durante el Ilerdiense inferior en esta zona de la Cuenca del Ebro tiene lugar una transgresión marina que proviniedo del Norte penetra profundamente en el área de Igualada cubriendo el actual Bloque del Gaia, no sobrepasando probablemente la alineación del accidente de Mediona como lo demuestra la distribución de los niveles de Caliza de Alveolinas de la Fm. Orpí. Hacia el SW los niveles de la Fm. Orpí se siguen hasta la zona de Montblanc, evidenciando que otro borde del área marina durante el Ilerdiense lo constituía el accidente del Francolí. El dominio marino durante el Eoceno inferior en el área de Igualada subsiste hasta el Ilerdiense medio.

Con el inicio del Ilerdiense superior tiene lugar una regresión generalizada, con la instalación de ambientes lagunares-lacustres y formación de sedimentos carbonatados, margosos y deposición de escasos niveles arenosos (Fm. Santa Candia). Los bancos de arenisca estratigráficamente más bajos se localizan en la zona de Pontons, mientras los niveles salobres de características "más marinas" se localizan en la zona de Santa Candia-Carme, alcanzando niveles altos de esta formación. Aun teniendo en cuenta la parquedad de datos que se poseen estos hechos parecen indicar que la regresión tuvo lugar de Sur a Norte, si bien los inicios fueron bastante generalizados, pues en toda el área estudiada los últimos niveles datables de la Fm. Orpí corresponden a la zona de A. Corbarica y se sitúan inmediatamente por debajo de los tramos regresivos de la Fm. Santa Candia.

Así como con el inicio del Eoceno tienen lugar importantes acontecimientos en el área de Igualada, ocurre lo propio en el área de Montserrat-Sant Llorenç del Munt pero con otras características. Sobre los niveles de la Fm. Mediona desde las cercanías de Collbató hasta más allá de Castellar del Vallés se encuentran unos potentes tramos de brechas (Fm. Cairat) cuyos cantos proceden de materiales triásicos. Los niveles marinos Ilerdienses quedan relegados a zonas del interior de la Cuenca del Ebro (Sondeos de Castellfollit del Boix, ESSO y de Santpedor, S. G.O.P., fig. 163) no apareciendo hasta la zona del Far (HOTTINGER, 1960). Las brechas de la Fm. Cairat se depositaron en ambientes de abanicos aluviales próximos al área fuente. Su estudio sedimentológico muestra que sus depósitos se acumularon junto a un área donde la erosión desmantelaba niveles cada vez más profundos de la cobertura triásica hasta alcanzar el zócalo paleozoico. Esto indicaría el

levantamiento de un bloque al SE de su afloramiento, con la delimitación inicial de un borde de cuenca. Este borde, como en el caso del accidente de Sant Quintí, coincidiría con lo que posteriormente será la falla del NW del Vallés. De dicha época dataría el inicio de la formación de la Cordeillera Prelitoral en este sector. En los Pirineos tiene lugar asimismo una importante regresión a partir del Ilerdiense medio, y en esta época empieza a ocurrir el levantamiento de dicha cadena, con la deposición de la Pudinga de Palassou (PLAZIAT y FREYET, 1975).

Durante el Cuisiense y el Luteciense, en el área de Collbató-Cateñar del Vallés continúa la deposición de materiales gruesos procedentes de la erosión del bloque elevado del Vallés, que actúa de borde de cuenca. Así, en la zona de Les Pedritxes-Sant Feliu del Racó, sobre la Fm. Mediona yace la Fm. Cairat, y sobre ésta un nivel de brechas cuyos elementos proceden exclusivamente de materiales paleozoicos (Niveles de Can Sabater) que, hacia el NE es sustituido por un nivel cuyos materiales proceden exclusivamente de la erosión de rocas plutónicas. Estos niveles indican que ha sido desmantelada la cobertera triásica en el borde del macizo (Fig. 156), aun cuando en su interior esta cobertera todavía perdura y será desmantelada por la erosión posterior. Sobre estas brechas de pizarra yacen los conglomerados de Sant Llorenç del Munt.

En la zona de Collbató-El Molinot, los ambientes proximales de abanicos aluviales en los que tuvo lugar la deposición de los materiales de la Fm. Cairat evolucionan en la vertical a medios cada vez más distales o marginales, en los que se depositaron los materiales de la Fm. La Salut, que a su vez corresponde lateralmente a ambientes marginales del abanico de Sant Llorenç del Munt, localizado más al ENE. Este recibiría los aportes procedentes de la erosión y desmantelamiento de la cobertera mesozoica del Macizo Catalán y del zócalo paleozoico-granítico que originaría la naturaleza poligénica de sus cantos. El borde de dicho macizo, respecto a las áreas de subsidencia y sedimentación debió situarse a lo largo de la localización actual de la Cordeillera Prelitoral, como lo prueba el hecho de que interdigitándose con los depósitos del abanico de Sant Llorenç del Munt se encuentran una serie de niveles de brechas de pizarra, correspondientes a depósitos de conos y taludes adosados al borde montañoso, constituido en aquella época por materiales paleozoicos, ya que la cobertera de dicho borde había sido desmantelada anteriormente.

La figura 156 muestra el dispositivo ideal del borde de cuenca en la zona de Les Pedritxes-Sant Llorenç del Munt durante el Luteciense-Biarritziense. Se puede observar que, adosados al borde se encuentran unas facies de brechas (señaladas con triángulos) correspondientes a depósitos de taludes y conos junto a un escarpe de materiales paleozoicos. También se observan unas facies de conglomerados poligénicos (círculos) que corresponden a depósitos de abanicos aluviales con su área contributiva en zonas del interior del macizo y de los que se muestran las secuencias de las facies proximales, intermedias y distales-marginales. Durante el Luteciense superior-Biarritziense inferior en el área de Collbató se puede considerar que la deposición en esta zona del borde oriental de la Cuenca del Ebro estaba controlada por dos importantes abanicos aluviales: El de Sant Llorenç del Munt, que es el de mayor extensión, y el de Montserrat, que es el más moderno y del que se registra el inicio de su actividad posteriormente, durante el Luteciense. Marginalmente a estos abanicos conglomeráticos tenía lugar la deposición de facies de granulometría más fina. La localización de las facies conglomeráticas masivas a lo largo del Paleógeno inferior así como la geología regional parecen mostrar que la delimitación de la deposición tenía lugar posiblemente mediante accidentes del zócalo que controlaban los cambios de facies. Posteriormente estos accidentes darían lugar a fracturas importantes afectando a la cobertera eocena. Así, Montserrat aparece limitada por el desgarre de Els Baucos y la falla del Coll de les Bruixes.

Estos dos importantes abanicos, a partir del Biarritziense se comportan como abanicos aluviales deltaicos (Fan deltas), al entrar en contacto con los mares que invadieron las zonas próximas de la Cuenca del Ebro a partir de la transgresión biarritziense. El dispositivo sedimentario de estos abanicos aluviales deltaicos queda registrado por medio de cuñas o indentaciones marinas correspon-

diendo en un lugar dado a épocas de menor actividad del abanico o bien a migraciones de la actividad en ciertas áreas del mismo, con la subsiguiente instalación de ambientes marinos en dichas áreas, y dando lugar en las zonas de nueva instalación a macrosecuencias prográdas similares a las que se encuentran en la tercera cuña de Montserrat. Las diferentes facies del abanico (Proximales, intermedias y distales) puestas en contacto con el mar darán lugar a las diferentes secuencias y situaciones observables ("cuñas" marinas entre materiales continentales lutíticos, arenosos o conglomeráticos masivos). Hacia el centro de la cuenca los sondeos de Castellfollit y Santpedor muestran que la sedimentación marina fue continua durante el Biarritziense-Priaboniense inferior, con una serie estratigráfica similar a la que se observa en Igualada.

Junto a estos grandes conos o abanicos existirían una serie de pequeños conos y taludes constituidos por materiales paleozoicos y adosados a escarpes del borde de cuenca, borde que posteriormente se convertirá en bloque cabalgante sobre los propios detritus procedentes de su erosión primitiva y sobre los materiales depositados junto a él. En el área de Collbató-Castellar del Vallés, además de la evolución ambiental y de la naturaleza de los materiales detríticos gruesos depositados, se observa que mientras la fracción arcillosa de la Fm. Mediana y en parte de la Fm. Cairat está constituida casi exclusivamente por Illita, con la presencia en algún caso de trazas de caolinita, en los materiales superiores la variedad es mucho mayor, apareciendo en numerosas muestras de la Fm. La Salut Montmorillonita, y en otras, trazas de interestratificados Illita-Montmorillonita. Asimismo se encuentran trazas de caolinita. Esta variación podría obedecer a dos causas: una, la diferencia de materiales aportados a la cuenca en un momento u otro (en las formaciones inferiores no hay materiales procedentes de la erosión del zócalo); la otra casusa sería la existencia de transformaciones. Para MASRIERA (1973) el origen de los minerales arcillosos de las formaciones que nos ocupa es detrítico o heredado.

En el área de Igualada, tras la regresión que tuvo lugar después del Ilerdiense medio, y en amplias zonas de la Cuenca del Ebro ocupadas anteriormente por los mares ilerdienses tiene lugar la instalación de ambientes lagunares y lacustres de la Fm. Santa Candia, a los que sigue, en una nueva pulsación regresiva la instalación durante el Cuisiense y posiblemente parte del Luteciense de ambientes fluviales y de mud flat, donde tuvo lugar la deposición de los materiales de la Fm. Carme. Los ambientes más fluviales, así como el desarrollo de abundantes paleosuelos tenían lugar en la zona de Carme-Les Colomines, desapareciendo prácticamente al SW de esta localidad. En esta época ha tenido lugar el desmantelamiento de parte de la cobertera mesozoica del área fuente del sistema fluvial situada en el Macizo Catalán, como lo demuestra la naturaleza de los cantos de los depósitos de relleno de canal fluvial. Estos ambientes de mud flat estarán ampliamente representados en la Cuenca del Ebro, como lo demuestra el hecho de encontrarse depósitos similares a los de la Fm. Carme en posición estratigráfica análoga en la zona de Cabra del Camp-Montblanc-Montsant, y han sido atravesados por los sondeos de Castellfollit del Boix y Santpedor.

Ya en el Luteciense, en el área de la Pobla de Claramunt a Les Colomines ocurren importantes cambios. En la zona de la Pobla de Claramunt-Coll de la Portella los ambientes de mud-flat evolucionan a facies fluviales de paleocanales, de "tipo Caspe", depositadas en zonas distales de abanicos aluviales o bajadas, con un paisaje de tipo sabana y con las facies relativamente más proximales localizadas en la zona de la Pobla de Claramunt. Este cambio brusco parece indicar una importante variación en las pendientes deposicionales de esta zona, probablemente de origen tectónico y coincidiendo en parte con la deposición de conglomerados masivos en Montserrat. Asimismo coincide con el paso de los ambientes de tipo Mud flat de la Fm. Carme a un mosaico de ambientes fluviales, lacustres y evaporíticos relacionados entre sí y aquellos que tendrá lugar la deposición de los materiales de las formaciones superiores del Grupo Pontils, que se encuentran con una distribución areal similar a la del la Fm. Carme.

En la zona entre el Coll de la Portella y les Colomines las facies de paleocanales son sustituidas por alternancias de lutitas versicolores y calizas indicativas de que en aquella zona tenía lugar una deposición en ambientes palus-

tres marginalmente a los ambientes fluviales de la zona de Carme y en áreas sometidas a frecuentes inundaciones y encharcamientos. Durante el Luteciense inferior, al SW de la zona de Les Colomines, los ambientes palustres donde tuvieron lugar la deposición de los materiales de la Formación Fontanelles eran sustituidos por ambientes lacustres en los que tenía lugar una sedimentación de carácter evaporítico, con deposición de anhidrita (posteriormente convertida en yeso) y dolomitización de numerosos niveles de fangos carbonatados lacustres.

Durante el Luteciense superior-Biarritziense inferior tiene lugar la instalación en el área al SW de Sant Magí, y como evolución de los ambientes antes mencionados, de zonas lacustres de escasa profundidad donde tendría lugar una sedimentación carbonatada sometida a frecuentes emersiones y que durante el Biarritziense inferior toma carácter parálico (Fm. Bosc d' En Borrás) conectándose lateralmente con ambientes de lagoon siliciclástico que se extenderían desde el Norte de Sant Magí hasta el Norte de Carme, donde enlazaban con las facies fluviales de paleocanales de la Poble de Claramunt. Estas zonas lacustres y evaporíticas se extenderían por amplias zonas de la Cuenca del Ebro sobre todo hacia el interior de la misma.

A partir de un momento dado los ambientes de mud flat que se extendían por amplias zonas del borde sudoriental de la Cuenca del Ebro son sustituidos en el tiempo por un mosaico de ambientes fluviales y lacustres, algunos con características evaporíticas. La sedimentación de carácter más fluvial tendría lugar en las zonas más próximas al borde de cuenca (Carme Poble de Claramunt) mientras que se encuentran materiales depositados en ambientes lacustres se encuentran desde la zona de Santa María de Miralles hasta más allá de Montblanch.

Finalmente, sobre este mosaico de ambientes durante el Eoceno medio tiene efecto una importante transgresión que en esta zona probablemente data del Biarritziense medio basal.

Esta evolución paleogeográfica en el área de Igualada coincide asimismo con importantes cambios en la naturaleza de la fracción arcillosa. Así, mientras los minerales arcillosos de la Fm. Mediona, Fm. Sta. Candia y Carme, correspondientes al Thanetiense superior-Luteciense inferior están constituidos por Illita casi exclusivamente, a partir del Luteciense, con la instalación de los diferentes ambiente fluviales y lacustres, aparece abundante Montmorillonita en numerosas muestras y trazas de Gadsberrita en otras. En algún caso están presentes minerales de interstratificados y hay que hacer constar la presencia de posible Clorita en algunas muestras de la Fm. Valldeperes.

En esta zona la influencia de la tectónica en la sedimentación unicamente queda bien manifiesta posteriormente, durante el Sannoisiense, cuando tiene lugar el levantamiento del Bloque del Gaia. Durante el Eoceno esta zona se localizaría a cierta distancia del borde de cuenca, recibiendo influencias indudables de la actividad tectónica, pero sin intervenir ésta de una forma similar a la que tenía lugar en el área de Montserrat- Sant Llorenç del Munt. Unicamente durante el Luteciense-Biarritziense inferior la zona de Poble de Claramunt parece ser que recibió importantes descargas detríticas procedentes de áreas más próximas al borde de cuenca y relacionadas probablemente con la deposición de los Conglomerados de Montserrat.

En toda el área estudiada, durante el Paleógeno tienen lugar una serie de movimientos tectónicos que movilizan a diferentes bloques a lo largo del tiempo. Los contactos entre bloques actuarán como zonas limitantes de borde de cuenca o bien como límites entre áreas de subsidencia diferente correspondiente a los propios bloques. En este contexto el "Bloque del Gaia" se comporta como una zona subsidente, de "centro de cuenca", al principio del Oligoceno se comporta como bloque en elevación, pasando su parte NW a convertirse en borde de cuenca. En este contexto, el Gr-po Pontils representaría la deposición continental que tendría lugar en zonas de "interior de cuenca" mientras las formaciones continentales de la zona de Montserrat-Sant Llorenç, del Munt representan las facies detríticas groseras depositadas junto al borde de la Cuenca del Ebro.

IV

RESUMEN - CONCLUSIONES

RESUMEN-CONCLUSIONES.

El presente trabajo se centra en el estudio de la sedimentación continental que tuvo lugar durante el Paleógeno inferior en parte de la zona oriental de la Cuenca del Ebro. El área está localizada junto a las Cordilleras Costeras Catalanas y comprende el borde de la Cuenca del Ebro adosado a la Cordillera Prelitoral. Es en este borde donde tuvo lugar la sedimentación de los materiales objeto de este estudio, en relación con los movimientos tectónicos que promovieron el levantamiento del Macizo Catalán y la deposición de potentes series molásicas en las zonas de la Cuenca del Ebro situadas al borde de la misma y adosadas a la Cordillera Prelitoral en vías de formación.

Las conclusiones de este trabajo pueden resumirse del modo siguiente:

LITOESTRATIGRAFIA-SEDIMENTOLOGIA : Se ha dividido su estudio en el de dos áreas separadas por la zona de cabalgamiento de materiales paleozoicos de "Els Brucs-Els Mollons" : Zona de Igualada y zona de Montserrat-Sant Llorenç del Munt.

En la zona de Igualada , se han considerado una serie de unidades litoestratigráficas (Fig. 4), muchas de ellas utilizadas por primera vez y definidas en este trabajo, y que han servido de base para el estudio sedimentológico de los materiales paleógenos inferiores.

- Fm. Mediona: Yace en disconformidad sobre el sustrato constituido por los materiales de las facies Keuper del Bloque del Gaia: lutitas y margas versicolores, dolomías, carniolas y yesos. En la parte superior posee un tramo de calizas y dolomías , en cuyo seno, y dispuestas en cavidades de origen kárstico se encuentran bolsadas bauxíticas. El sustrato, cuando está constituido por calizas aparece intensamente corroído por Microcodium. Esta formación está constituida fundamentalmente por tramos lutíticos rojos , algunos de ellos de origen lacustre (Pontons). Intercalados en ellos abundan los niveles de caliches, costras calcáreas con Microcodium y otros niveles de paleosuelos, que han sido profundamente estudiados. Poseen algunas intercalaciones de conglomerados y areniscas. En determinados niveles lacustres de la zona de Mediona se encuentran construcciones algales oncolíticas. Esta formación se caracteriza por contener Vidaliella geróndensis ("Bulimus"). La presencia de carófitas ha permitido datar a estos tramos , en el área de Igualada como correspondientes al Thanetiense superior. Posee un origen continental, fluvial y lacustre, distribuyéndose irregularmente en el Bloque del Gaia, en áreas que recuerdan pequeñas cubetas, variando enormemente de potencia e incluso desapareciendo. Se ha reconocido asimismo en el área de Montserrat.

- Fm. Orpí: Yace sobre la Fm. Mediona, o bien sobre el sustrato mesozoico. Se han podido distinguir tres tramos. Uno basal constituido fundamentalmente por dolomías, y ocasionalmente carniolas y brechas carbonatadas, un tramo intermedio de gran potencia constituido por calizas grainstone de foraminíferos (Miliólidos, rotálidos Alveólona, Orbitolites) y unos tramos dolomíticos superiores, a veces de escasa potencia o inexistentes. Esta formación se caracteriza por constituir un ciclo deposicional transgresivo-regresivo en ambientes muy litorales carbonatados. Se han localizado niveles interpretables como de beach rock. Se distribuye ampliamente sobre el Bloque del Gaia y hacia el interior de la Cuenca del Ebro. Al SW de Pontils esta formación está prácticamente constituida por dolomías. Posee una edad correspondiente a un Ilerdiense inferior y medio.

-GRUPO PONTILS : Entre los materiales de la Fm. Orpí y los del Grupo Santa María (materiales de origen marino, de edad Biarritziense-Priaboniense inferior) se encuentran una serie de materiales de origen continental que se ha considerado integrados al Grupo Pontils y en el que se han diferenciado las siguientes formaciones en el área de Igualada:

- Fm. Santa Candia : Yace sobre los materiales de la Fm. Orpí extendiéndose a lo largo del borde NW del bloque del Gaia desde Vallespinosa hasta el Este de Carri y aflora en algunas zonas sinclinales de dicho bloque. Está constituida por una alternancia de niveles margosos y lutíticos y niveles carbonatados, predominantemente calizas. Más raramente se encuentran niveles de arenisca y de dolomías con sílex. Los niveles de esta formación poseen una fauna de tipo salobre y numerosos bancos poseen carófitas. No son raros los niveles constituidos prácticamente por Miliólidos. Algunos bancos carbonatados muestran señales de pedogénesis y emersiones evidencian-

do las características someras de los ambientes lacustres donde se depositaron. En general los ambientes deposicionales corresponden a lagoons carbonatados y zonas lacustres, siendo los primeros más abundantes en la zona de Santa Candia-Carme. En la zona de Sant Magí-Vallespinosa posee unas características más lacustres. Algunos de estos niveles lacustres poseen construcciones algales oncolíticas. Su edad es Ilerdiense inferior-Cuasiense basal.

- Fm. Carme : Yace sobre la Fm. Santa Candia en toda el área estudiada, desde Vallespinosa a La Pobla de Claramunt. Asimismo algunos tramos basales afloran en algunas zonas del bloque del Gaià. Esta es caracterizada fundamentalmente por potentes tramos de lutitas rojas que intercalan niveles de arenisca y yeso nodular poco potentes y presentan niveles de paleosuelos hidromorfos de características peculiares. Algunos niveles de arenisca corresponden a depósitos de relleno de canal, de tipo meandriforme y con señales evidentes de migración lateral, pero con caudal muy irregular. El grueso de la formación se depositó en un ambiente de mud flat de tipo lutítico, con desarrollo de escasos niveles fosilíferos. Puede asimilarse a una edad Cuiense aproximadamente.

- Fm. Valldeperes. En el área de Igualada yace sobre la Fm. Carme. Se extiende desde más allá del límite SW hasta la zona de Sant Magí- Les Colomines, . Al Este de esta última localidad pasa lateralmente a parte de la Fm. Fontanelles. Está caracterizada por la alternancia de dos tramos predominantemente lutíticos rojos y dos tramos constituidos por calizas y principalmente dolomías cretáceas blancas con sílex que alternan con niveles de margas. En extensas áreas está caracterizada por la presencia de yesos nodulares que se han desarrollado en el seno de los tramos de alternancia de dolomías y margas y llegan a constituir la litología dominante del tramo. Los materiales de esta formación se depositaron en ambientes lacustres muy someros caracterizados por la deposición de fangos carbonatados y margas y expuestos a emersiones en amplias áreas, con el desarrollo de evaporitas diagenéticas (anhidrita nodular posteriormente convertida en yeso), así como con la dolomitización de los fangos calcáreos iniciales. Se han encontrado escasos restos fósiles entre los que destacan unos raros foraminíferos de lagunas y escasos restos de cocodrílidos. La edad de esta formación es Luteciense, probablemente inferior.

- Fm. Fontanelles. Yace sobre los materiales de la Fm. Carme en una zona comprendida entre el NE de Sant Magí de Brugaganya y el Norte de Santa Maria de Miralles. Hacia el SW pasa a la Fm. Valldeperes y a los tramos basales de la Fm. Bosc d' En Borrás. Hacia el NE pasa a la Fm. Pobla de Claramunt. Está caracterizada por una alternancia de niveles de lutita de espesor variable y bancos de caliza que rara vez alcanzan el metro de potencia. Otros materiales que la constituyen pero en mucha menor proporción son: areniscas, algún banco de dolomía cretácea blanca y escasos niveles delgados de yeso nodular. Numerosos niveles de lutita muestran moteado versicolor, aunque predomina el color rojo. Esta formación está caracterizada por la gran cantidad de fósiles lacustres que posee, abundantísimos en los niveles de calizas y margas. Los materiales de esta formación se depositaron en ambientes de tipo lacustre muy somero o palustre, en llanuras de inundación marginales a los ambientes fluviales con paleocanales "tipo Caspe" correspondientes a la Fm. Pobla de Claramunt. Las características sedimentológicas muestran que en tales zonas abundarían los períodos de exposición subaéreas con edafizaciones, y los períodos de inundación y encharcamientos durante los cuales tendría lugar la sedimentación de los fangos carbonatados.

Fm. Pobla de Claramunt : Yace sobre la Fm. Carme en la zona comprendida entre la Pobla de Claramunt y el NE de Santa Maria de Miralles. En la zona del Coll de La Portella pasa lateralmente y yace sobre la Fm. Fontanelles . Los tramos superiores al N. de Carme pasan a la formación La Portella. Está constituida por una serie de tramos de lutitas y areniscas predominantemente rojas que intercalan potentes niveles de areniscas y conglomerados, a veces de sección lenticular y forma de relleno de paleocanal. Esta formación posee un origen típicamente fluvial. Se han considerado dos tipos de depósitos de relleno de canal, unos que en secciones apropiadas poseen baja relación anchura/altura y otros que poseen una relación elevada. Los primeros corresponden claramente a rellenos de paleocanales "tipo Caspe", mientras los segundos son indudablemente depósitos de relleno de canales, posiblemente formados por coalescencia de paleocanales de dicho tipo, a veces con migración

lateral de los mismos. En ambos tipos de depósitos son abundantes ciertas construcciones algales estromatolíticas y onocolíticas, que en ciertos casos alcanzan tamaños considerables, superiores a un metro. Los factores principales que controlan estos crecimientos algales parecen ser la naturaleza fuertemente carbonatada del área fuente, y por lo tanto del agua de las corrientes y la hidrología de dichos canales, con épocas funcionales muy episódicas y largas temporadas de inactividad en lo que a transporte de sedimento grueso se refiere y encharcamientos. Los depósitos de crecida están caracterizados por tramos de areniscas y lutitas, habiéndose observado el paso a depósitos de canal. Contienen escasos niveles carbonatados, que a veces corresponden a nódulos pedogenéticos (caliches) y en determinados tramos, dique clásticos de arenisca. Los materiales de esta formación se depositaron en ambientes de tipo fluvial, de bajada, relacionados con zonas distales de abanicos aluviales, en los que discurrían unos canales de funcionamiento efímero e intermitente, con paleocorrientes del ESE y SSW principalmente. Se han observado megasecuencias probablemente relacionadas con progradaciones o migraciones de zonas relativamente más proximales respecto a las distales. En esta formación, a excepción de las construcciones algales estromatolíticas no se han encontrado restos fósiles en abundancia. Posee una edad Luteciense-Biarritziense inferior.

- Fm. La Portella. Aflora exclusivamente en el área estudiada. Yace sobre las formaciones Poble de Claramunt, Fontanelles y Bosc d'En Borrás-Valldeperes; pasa lateralmente al NE a la Fm. Poble de Claramunt, y al SW a la Fm. Bosc d'En Borrás. Está constituida por una serie de litotipos que se encuentran en asociaciones complejas: lutitas grises, verdosas y amarillentas; areniscas grises y amarillentas con ripples, muchos de ellos de tipo wavy, y flasers lutíticos; areniscas con estratificación cruzada de tipo trough; conglomerados, algunos de ellos con restos de organismos litorales incrustantes y perforaciones de moluscos litófagos fósiles, etc. Asociados a estos tipos, a menudo se encuentran tramos constituidos por lutitas y areniscas rojas alternantes. La fauna encontrada corresponde a ostreidos, organismos litorales asociados a los niveles de conglomerados y en los niveles de lutitas grises, ostrácodos y foraminíferos de ambientes lagunares. Las características sedimentológicas de esta formación, así como la posición estratigráfica, geometría, y contenido paleobiológico, hacen pensar que sus niveles se depositaron en ambientes de tipo lagoon con sedimentación siliciclástica. Estos ambientes estarían conectados lateralmente con zonas lacustres y parálicas con deposición carbonatada y áreas de mayor influencia fluvial. Su edad es Biarritziense inferior.

- Fm. Bosc d'En Borrás. Yace sobre la Fm. Valldeperes en toda el área estudiada. Se extiende desde el NE de Valldeperes hasta más allá de Valldepinosa, al SW del área de Igualada. Hacia el NE pasa a la Fm. La Portella, y en parte a la Fm. Fontanelles. Al SW de Pontils pierde desarrollo pasando, en parte, a una formación constituida por lutitas, areniscas rojas y yesos. Está caracterizada en la sección tipo, por dos tramos carbonatados separados por un tramo intermedio de lutitas y margas rojas con delgados niveles de calizas. Los tramos carbonatados están constituidos por calizas rosadas, grises y beige, que intercalan niveles de margas y lignitos. Las calizas muestran diversos procesos edáficos y trazas de emersiones en los fangos carbonatados que las originaron: modulación, brechación, marmorización, raíces etc. Los niveles de esta formación contienen abundantes gasterópodos, carófitas, restos de mamíferos y cocodrílidos etc. Las características señaladas hacen pensar que la deposición tuvo lugar en ambientes palustres, a veces parálicos, con abundantes emersiones y trazas de edafización en los primitivos fangos carbonatados que se depositaban. La edad correspondiente a esta formación es Biarritziense inferior, y quizá Luteciense superior.

- GRUPO SANTA MARIA. F. Collbas. Esta formación es la inferior de las que constituye el Grupo Santa María, que está constituido por materiales de origen marino, de edad Biarritziense inferior y Priaboniense del área de Igualada. Los niveles basales de la Fm. Collbas están constituidos por areniscas y conglomerados con esporádicas intercalaciones margosas, que afloran bajo la Ermita de Collbas y que constituyen un excelente nivel fotogeológico desde el NE de Valldeperes a las cercanías de la Poble de Claramunt. Los niveles basales de esta formación correspon-

a los depósitos de retrabajamiento relacionados con la transgresión biarritziense en este sector, y constituían probablemente un complejo de playas o barras, que en determinados momentos y con respecto a los ambientes donde se depositaron los niveles de la Fm. La Portella se comportaban como playas barrera. La edad de esta formación es biarritziense.

- Zona de Montserrat-Sant Llorenç del Munt., En esta zona únidamente se han definido formalmente aquellas unidades que quedaban prácticamente comprendidas dentro de los límites de este estudio. Sus relaciones quedan esquematizadas en la figura 5. Las demás unidades han recibido un tratamiento informal (véase II-2.1.)

- Fm. Mediona. Posee unas características similares a la zona de Igualada, aunque en detalle se observan diferencias de detalle, como es la mayor abundancia, en determinadas áreas de los niveles arenosos y los conglomeráticos. Se apoya directamente sobre el sustrato constituido en esta zona por las calizas y dolomías del Muschelkalk superior, y más raramente sobre los tramos atribuibles a facies Keuper. En esta zona se extiende desde Collbató a más allá de Castellar del Vallés. Cuando el basamento está constituido por calizas, éstas frecuentemente aparecen corroidas por Microcodium, y soportando niveles de costra calcárea con este organismo y un complejo tramo basal de caliches de varios tipos, frecuentemente nodulosos. Existe algún nivel de calizas con carófitas y de paleosuelos hidromorfos. Contiene Vidaliella gerundensis. Su edad podría comprender el Thanetiense superior y parte del Ilerdiense o todo él.

- Fm. Cairat: yace sobre la Fm. Mediona, se extiende desde un Km. al E. de Collbató hasta más allá del río Ripoll. Está constituida por niveles de brechas de cantos heterométricos, fundamentalmente calcáreo-dolomíticos alternando con niveles fundamentalmente lutítico-arenosos rojos. En un corte dado se puede observar una variación en el espectro litológico de los cantos, indicando aportes procedentes de la desmantelación de niveles progresivamente más profundos de la cobertera. En la deposición de los materiales de esta formación han intervenido procesos de mud flow y debris flow y transporte por flujos acuosos, en ambientes de abanicos aluviales, probablemente en facies proximales. Los materiales de esta formación aparecen muy frecuentemente afectados por una intensa calichificación, que en algún caso alcanza estadios elevados, encontrándose niveles de tipo costra. La figura 125 resume las características principales de esta formación. La edad, es difícil, parece corresponder a épocas posteriores al Ilerdiense inferior, y probablemente pre-Luteciense.

- Fm. La Salut.-La Fm. Areniscas de la Salut yace sobre la Fm. Cairat y en las proximidades de Collbató-sobre la Fm. Mediona. Se extiende desde las proximidades de Collbató a la zona de Les Pedritxes. Está constituida por niveles de areniscas que alternan con bancos poco potentes de lutitas rojas o tramos constituidos por una alternancia de areniscas y lutitas en capas finas. Hacia la parte superior de la formación aparecen bancos de conglomerados, aunque niveles con cantos se encuentran en la base de tramos arenosos. En algunas zonas se observa la presencia de un tramo inferior fundamentalmente arenoso y en otras de un tramo superior con características semejantes. En la zona de Sant Jaume intercala un tramo carbonatado cuyos niveles muestran señales de pedogénesis en medio palustre. Se han encontrado construcciones algales en depósitos de relleno de canal de esta formación. Los materiales correspondientes a ella se depositaron en ambientes fluviales ligados a abanicos aluviales con gran irregularidad de los caudales y frecuencia e intermitencia de las inundaciones, asimismo se han registrado una gran abundancia de procesos de sheet flood. En algunas zonas se encuentran depósitos correspondientes a ambientes lacustres y palustres asociados a estos ambientes fluviales. Las paleocorrientes señalan procedencias del Este, Sur e intermedias. Posee una edad Cuisiense a Luteciense.

- Las facies conglomeráticas superiores. En el área estudiada, sobre las Fm. La Salut o Cairat, yacen unos tramos fundamentalmente conglomeráticos, en los que pueden diferenciarse varias litofacies y unidades deposicionales basándose en características petrográficas de los conglomerados, en la geometría de los depósitos y en su localización y posición estratigráfica.

a) Conglomerados de Montserrat: Constituyen el macizo de Montserrat y debensasimilarse a ellos los niveles del Pla de les Bruixes, Sant Salvador de les

Espases, Carena del Torrelles, y el Boixadell. En la zona al S y SW del macizo, estas facies están constituidas por tramos conglomeráticos masivos que se deshí-lachan en dirección N y E (Fig. 14). Están constituidos por pudingas poligénicas, en tramos potentes, con intercalaciones arenosas y escasos tramos lutíticos. Yacen sobre la Fm. La Salut. Lateralmente pasan, en la zona del río Llobregat a Facies de Vacarisses y en parte al Grupo Santa María. Los conglomerados de Montserrat se depositaron en zonas proximales de abanicos aluviales, probablemente relacionadas con áreas de "cañón" y en las que tendrían gran importancia las arroyadas en mahto (sheet flood). Las facies intermedias de tales abanicos están constituidas por tramos de conglomerados, que a menudo presentan amalgamaciones y tramos arenoso-lutíticos alternantes. Las facies más distales o marginales corresponderían a las de Vacarisses. Los conglomerados de Montserrat poseen una edad que comprende desde el Luteciense medio al Sannoisiense probablemente. Durante el Biarritziense y el Priaboniense inferior las diversas facies de este abanico se relacionaban con ambientes marinos, constituyendo interdigitaciones de ambos tipos de depósitos en la serie, y formando un abanico aluvial deltaico (fan delta)

b) Conglomerados de Sant Llorenç del Munt. Yacen sobre diversas facies conglomeráticas y arenosas y lateralmente pasan a las Facies de Vacarisses, Facies de Sant Llorenç Savall y a niveles del Grupo Santa María. Poseen una extensión mayor que los Conglomerados de Montserrat y unas características muy similares a ellos, pero con porcentajes de cantos de materiales paleozoicos mayores que en aquellos. Los conglomerados de Sant Llorenç del Munt se depositaron en áreas proximales de abanicos aluviales, interviniendo en su deposición probablemente mecanismos de sheet flood a la salida de "cañones", donde el flujo estaría más confinado. Los depósitos de zonas intermedias y distales-marginales deben buscarse en las facies de Vacarisses y en las de Sant Llorenç Savall. La edad correspondiente a estos tramos probablemente abarca desde el Cuisiense hasta el Priaboniense.

c) Niveles de brechas de pizarra. En posición estratigráfica diversa aparecen en esta zona una serie de niveles con característica muy semejante entre sí : cantos angulosos, mal seleccionados, constituidos por materiales paleozoicos exclusivamente. Los materiales del nivel de Can Sabater yacen sobre la Fm. Caírat, en la zona de Matadepera y hasta las inmediaciones del río Ripoll. Son de escasa potencia y soportan los Conglomerados de Sant Llorenç del Munt. Los niveles de Can Ferrés se indentan con los Conglomerados de la Serra dell' Obac (Conglomerados de Sant Llorenç del Munt) al W de Matadepera. Los niveles de La Torre (Vacarisses) se indentan con facies de Conglomerados de Sant Llorenç del Munt hacia el Este y con las facies de Vacarisses hacia el Oeste. Todos estos niveles poseen la significación de depósitos de conos o taludes adosados al borde de cuenda, recibiendo aportes directos de los escarpes de dicho borde constituidos por materiales paleozoicos. Son muy heterócronos y se encuentran asimismo en la zona de Els Brucs, asociados a materiales continentales y marinos de edad Priaboniense.

-Facies continentales marginales respecto a los conglomerados masivos. Lateralmente respecto a las masas conglomeráticas de Montserrat y de Sant Llorenç del Munt se hallan unos tramos constituidos por materiales de granulometría más fina, y que corresponden a facies intermedias o distales-marginales de los abanicos aluviales de Montserrat y de Sant Llorenç del Munt. Hacia el centro de la Cuenca pasan al Grupo Santa María. Se pueden distinguir varias unidades: a) Facies de Vacarisses; yacen los tramos basales de los conglomerados de Montserrat al Este del Pla de les Bruixes. Ocupan fundamentalmente la depresión del mismo nombre, pasando lateralmente hacia el Oeste a los Conglomerados de Montserrat, y al Este a las brechas de La Torre y Conglomerados de Sant Llorenç del Munt. Los tramos de estas facies están constituidos fundamentalmente por areniscas y lutitas rojas, aunque intercalan algún banco conglomerático. Corresponden a depósitos de facies distales y marginales de abanicos aluviales. b) Facies de Sant Llorenç Savall: Yacen sobre los tramos de Conglomerados de Sant Llorenç del Munt, pasando lateralmente a los niveles altos de los mismos. Ocupan las proximidades de Sant Llorenç Savall y están constituidas fundamentalmente por potentes tramos arenosos rojos que intercalan hiladas lutíticas y niveles de conglomerados, a veces lenticulares. Poseen un significado análogo a las facies de Vacarisses. c) Facies similares a las dos descritas anteriormente se encuentran en la zona del Hostal del Bruc, hasta el túnel del mismo nombre, pasando lateralmente hacia el Este a los conglomerados masivos de Mont-

serrat y al Oeste a los materiales del Grupo Santa María del área de Igualada.

BIOESTRATIGRAFIA: Se ha intentado establecer una serie de unidades basadas en el contenido paleobiológico de los materiales estudiados. Los grupos de organismos más importantes presentes y que en su mayor parte han sido empleados en la confección de esta división han sido: Foraminíferos, moluscos, ostrácodos, vertebrados y caráfitas. Las unidades bioestratigráficas distinguidas en el área de Igualada han sido (Fig. 160):

- A/ Niveles con Vidaliella gerundensis; ocasionalmente se presentan carófitas: Peckichara aff. varians, y Maedleriella michelina. Es el clásico "Nivel de Bulimus" de la literatura.
- B/ Niveles con Alveolina y Orbitolites. A. (Glomalveolina) lepidula puede localizarse en muchos niveles de esta Unidad.
- C/ Tramo con fauna lagunar salobre y lacustre. Presenta algunas carófitas: Maedleriella lavocati, Microchara vestita y Nitellopsis (Tectochara) thaleri elongata.
- D/ Intervalo prácticamente estéril, sin organismos característicos.
- E/ Intervalo con abundante fauna lacustre, caracterizado por la presencia de Raskiebia agr. pecki y Nitellopsis (Tectochara) thaleri.
- F/ Intervalo prácticamente estéril. Algunos niveles han proporcionado escasísimos fósiles lacustres y lagunares.
- G* Tramo con fauna abundante y caracterizado por la presencia de Harrisichara brevipes y Nitellopsis (Tectochara) major. En base a las carófitas se han podido distinguir dos unidades de rango inferior G₁ y G₂. En niveles de esta G₂ de esta última se han encontrado restos de micromamíferos: un leptictido indeterminado, Protadelomys cf. cartieri y Adelomys nov. sp. aff. A. Vaillanti.
- H/ Niveles con ostrácodos y foraminíferos de ambientes muy someros y lagunares, así como ostreoides y ocasionalmente bivalvos y organismos incrustantes de ambientes litorales.
- I/ Intervalo con abundantes fósiles marinos entre los que destaca: Alveolina fusiformis, A. fragilis y Nummulites perforatus.

En la zona de Montserrat-Sant Llorenç del Munt la división bioestratigráfica ofrece mayores dificultades dada la escasez de fósiles. Únicamente se han podido establecer tres unidades, pobremente caracterizadas (fig. 161):

- A*/ Nivel con Vidaliella gerundensis ("nivel de Bulimus")
- B'/ Intervalo prácticamente estéril, no obstante, algún nivel presenta gasterópodos o carófitas (Maedleriella lavocati)
- C'/ Caracterizada por fauna marina litoral, de Nummulites, ostreoides, crustáceos etc.

CRONOESTRATIGRAFIA. RELACIONES ENTRE LAS UNIDADES LITO, BIO Y CRONOESTRATIGRAFICAS. La datación relativa de los materiales paleógenos presenta notables dificultades, particularmente en lo que respecta a los tramos de origen continental. La correspondencia con unidades cronoestratigráficas (pisos) de los materiales estudiados así como la relación con las unidades bioestratigráficas y litoestratigráficas en el área de Igualada (Fig. 160) y en el área de Montserrat-Sant Llorenç del Munt (fig. 161) es la siguiente:

Thanetiense: representado por los materiales continentales que poseen Vidaliella gerundensis y Maedleriella michelina o Peckichara varians. La Rm Mediona corresponderá en parte a este piso.

Ilerdiense: caracterizado por las alveolinas de las zonas del Ilerdiense inferior y medio: Alveolina cucumiformis, A. ellipsoidalis, A. moussolensis y A. corbarica, en la unidad bioestratigráfica B. El Ilerdiense superior estaría representado en parte de la Unidad bioestratigráfica C. En el área de Montserrat-Sant Llorenç del Munt no se han encontrado fósiles característicos de este piso.

Cuisiense: A este piso corresponden los materiales con Nitellopsis (Tectochara) thaleri elongata, e integrados en la unidad bioestratigráfica CC.

Luteciense: Está bien caracterizado en el área de Igualada, pero mal delimitado. En el área de Montserrat cabe destacar la presencia de Melanopsis aff. dubiosa en niveles de Areniscas de La Salut, característica del Luteciense.

Biarritziense: Está bien caracterizado en el área de Igualada (niveles con fauna marina con A. fusiformis, A. fragilis y N. perforatus, y en el área de Montserrat (cuñas marinas inferiores con N. aff. garnieri y fauna carcínica de Collbas. Pertenecen a este piso los niveles con micromamíferos de la Fm Bosc d'En Borrás (Zona de Egerkingen)

Relaciones y comparaciones con áreas vecinas. De la sucesión estratigráfica descrita para la zona de Igualada, la continuación hacia el SW de las unidades puede sintetizarse del modo siguientes: Los materiales de la Fm. Orpí se encuentran aflorando en una estrecha franja adosada a la Sierra de Miramar hasta el Sur de Montblanch. La Fm. Santa Candia se prolonga hasta el borde oriental de la Mesa de Prades. La Fm. Carme se puede seguir fácilmente hasta la zona de Ulldemolins. Tramos atribuibles a la Fm. Valldeperes y a la Fm. Bosc d'En Borrás se encuentran al SW de la zona estudiada y hasta más allá de Montblanch. Respecto a zonas situadas hacia el interior de la Cuenca del Ebro, la Fm. Orpí y materiales del Grupo Pontils han sido cortados en sondeos realizados en tales áreas. Los materiales detríticos groseros que constituyen las facies paleógenas inferiores de la zona de Montserrat-Sant Llorenç, del Munt poseen unas características que los diferencian claramente de los materiales del Grupo Pontils, a los que pasan en parte lateralmente. El Grupo Pontils representaría depósitos de "centro" de cuenda, con sedimentación de materiales detríticos de granulometría relativamente fina y materiales carbonatados y evaporíticos, mientras aquellos representarían sedimentos depositados junto a o en las proximidades del borde paleógeno de la Cuenca del Ebro. Respecto a estos materiales cabe destacar que las formaciones Mediona y Cairat se extienden más al Este del río Ripoll. Las brechas de pizarra de Can Sabater pasan en corto trecho a tramos arcósicos muy desarrollados en la zona de Sant Feliu de Codines, por último, los Conglomerados de Sant Llorenç del Munt, pasan en parte a facies del tipo Vacarises y en parte a materiales marinos del Grupo Santa Maria. Hacia el centro de la Cuenca las facies conglomeráticas superiores y las facies marginales pasan a los materiales depositados en ambientes marinos del Grupo Santa Maria, como lo demuestran los sondeos de Castellfollit del Boix y Santpedor. Es posible que los tramos conglomeráticos más altos de Montserrat y de Sant Llorenç del Munt se correspondan con facies continentales paleógenas superiores de la Cuenca del Ebro.

EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA. INFLUENCIA DE LA TECTONICA EN LA SEDIMENTACION.

La evolución paleogeográfica del área en cuestión estuvo controlada por la evolución tectónica de los Catalánides, conjuntamente con la individualización y desarrollo de la Cuenca del Ebro! Una serie de accidentes importantes, correspondientes a límites o bordes de bloques más o menos estables, delimitan áreas de sedimentación, o erosión, diferencial.

Durante el Cretácico, en la zona estudiada, la distribución de áreas de sedimentación y erosión de partes más o menos subsidentes coincide con el trazado de bloques limitados por alineaciones correspondientes probablemente a fallas tardiberцинianas. La alineación de Sant Quintí en esta época separa unos dominios fuertemente subsidentes al SE y otros con escasa o nula sedimentación al NW. En el área de Tarragona-Salou se encuentran materiales marinos de edad Montienso Thanetiense que parecen integrados en el ciclo sedimentario del Cretácico superior de los Catalánides más que en el del Paleógeno de la Cuenca del Ebro. Durante el Thanetiense superior, en amplias zonas del área estudiada tienen lugar la deposición de los materiales de la Fm. Mediona, que en la zona de Igualada lo hace en cubetas, a veces aisladas entre sí. En el área de Salou-Tarragona (dominio relativamente subsidente durante el Cretácico), niveles atribuibles a esta época se disponen en disconformidad sobre los materiales paleocenos marinos. Es decir, durante el Paleoceno superior se asiste a una indiferenciación en la zona entre lo que posteriormente será Cuenca del Ebro y los posteriores "Catalánides". A partir de esta época tiene lugar la diferenciación de ambas unidades. La alineación de Mediona separa dos áreas, una al NW, donde tiene lugar, durante el Ilerdiense inferior y el medio la sedimentación de los materiales de origen marino de la Fm. Orpí en el área de Igualada y la formación de conos de deyección junto a este borde en el área Collbató-Castellar del Vallés y otra al SE, en elevación y en vías de erosión. En el Ilerdiense superior

tiene lugar, tras una rápida regresión, la instalación de ambientes lagunares y lacustres en el área de Igualada, mientras en el área de Montserrat Sant Llorenç del Munt prosigue la sedimentación de materiales detríticos gruesos procedente del desmantelamiento de la cohertera mesozoica (triásica) de la zona del borde de la cuenca. Durante el Cuisiense y el Luteciense, en este sector prosigue el desmantelamiento de la cohertera de dicho borde así como de la del interior del macizo, donde estaba además constituida por otros materiales mesozoicos. El dispositivo de esta sedimentación detrítica consistía en una serie de conos y taludes de extensión restringida adosados al borde de cuenca, en los que sus depósitos, de carácter local, se interdigitaban con los de extensos conos, que recibían aportes del interior del macizo. El escarpe del borde de cuenca, posteriormente se convirtieron en parte, durante la fase paroxismal en el frente de una zona cabalgante sobre los materiales paleógenos. Eos conos de gran extensión citados anteriormente corresponderían a las zonas de Montserrat y Sant Llorenç del Munt. Entre ellos tendría lugar la deposición de facies de granulometría más fina. A partir del Biarritziense este dispositivo es transgredido parcialmente, convirtiéndose dichos abanicos además en aparatos deltaicos (fan deltas). La actividad tectónica, evidentemente tuvo una gran influencia en la sedimentación molásica originada junto al borde de cuenca. En Montserrat (sector de Collbató) se han localizado discordancias angulares, además de la discordancia progresiva con que se disponen los materiales del macizo. Otra interesante discordancia progresiva se formó en los materiales conglomeráticos del Oligoceno inferior adosados a borde NW del Bloque del Gaia en la zona de Vallespinosa.

En la zona de Igualada, durante el Cuisiense y el Luteciense tiene lugar, así como durante el Biarritziense basal la deposición de materiales de granulometría más fina que en la zona de Montserrat-Sant Llorenç del Munt, debido a su localización en un área de "interior" de cuenca. Durante el Cuisiense se depositaron potentes series lutíticas en ambientes fluviales y de mud-flat, que durante el Luteciense son sustituidos por un mosaico de ambientes que van desde los típicamente fluviales, en zonas de bajada, con la sedimentación de los materiales más gruesos del área, en el NE de la zona, pasando gradualmente a ambientes palustres y finalmente lacustre-evaporíticos. Durante el Biarritziense inferior parte de estos ambientes son sustituidos por lagoons siliciclásticos y ambientes lacustres someros y parálidos. Con la transgresión biarritziense toda esta zona se convierte en área de sedimentación marina, preosiguiendo ésta hasta el Priaboniense. En ambas sectores del área objetos de este estudio se aprecia una evolución en la constitución de la fase arcillosa, pasándose de una deposición casi exclusiva de Illita en las tramos correspondientes a las formaciones inferiores, a una sedimentación de materiales arcillosos más variada, con la presencia de Montmorillonitas, interestratificados varios y trazas de cañinita, etc.

v

BIBLIOGRAFIA

B I B L I O G R A F Í A

ADOLPHE, J.P., ROFES, G.- 1973.- Les concrétionnements calcaires de La Levrière (affluent de l'Epte, sous affluent de la Seine, département de l'Eure). Bull. Ass. Franç.Étud. Quat., 2, pp. 79-87, 10 figs.

ALMELA, A., LLOPIS, N.- 1947.- Memoria explicativa de la hoja nº 392 (Sabadell) del Mapa Geológico de España . Escala 1:50.000. 107 pp., 11 figs., 20 láms. Inst.Geol.y Min. España. Madrid.

ALMELA, A., RÍOS, J.M.- 1953.- El Eoceno al SW de Montserrat. Bol. Inst.Geol.y Min.España, 65, pp.220-243. Madrid.

ALMELA, A., RÍOS, J.M.- 1954.- La terminación meridional del Eoceno Catalán. C.R.Congr.Géol.Int. XIX Ses. Alger, 1952. Sect.13, fasc.13, pp.77-88, 1 fig.

ALMELA, A., RÍOS, J.M., SOLÉ, L., DARDER, B.- 1956.- Memoria explicativa de la hoja nº 418 (Montblanch) del Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. 1a ser. Inst.Geol. y Min. España. 91 pp., 13 figs., XV láms. Madrid.

ALMERA, J.- 1880.- Estudis geològics sobre la constitució, origen, antigüetat i pervenir de la Muntanya de Montserrat. 47 pp., 2 figs. Impremta i Llibreria Ramón Anglada. Vich.

ALMERA, J.- 1884.- Geologia de la Muntanya de Montserrat. Crónica Científica, IV. Barcelona.

ALMERA, J.- 1900.- Mapa Geológico y Topográfico de la provincia de Barcelona. Escala 1:40.000. Región 3a o del río Foix y La Llacuna. Barcelona.

ALMERA, J.- 1903.- De Olesa a La Puda y Montserrat. En: Excursiones de la Sociedad Geológica de Francia en Barcelona. Bol.Com. Mapa Geol.España, XXVII, 2a ser., pp.110-135, 7 figs.Madrid

ALVARADO, A., SAN MIGUEL, M., BATALLER, R.- 1947.- Memoria explicativa de la hoja nº 391 (Igualada) del Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Inst.Geol. y Min. España, 113 pp., 10 figs., 27 láms. Madrid.

ALVAREZ, W.- 1976.- A former continuation of the Alps. Geol.Soc.Am. Bull., 87, pp.891-896.

ALLEN, J.R.L.- 1963.- The classification of cross stratified units, with notes on their origin. Sedimentology, 2, pp.93-114.

ALLEN, J.R.L.- 1970.- Studies in fluvial sedimentation: A comparison of fining upward cyclothems, with special reference to coarse member composition and interpretation: J. Sed. Petrol., 40 (1), pp.298-323.

ANADÓN, P.- 1973.- Estudio estratigráfico y sedimentológico de los afloramientos terciarios de Campins (Barcelona). Tesis de Licenciatura. Universidad de Barcelona (inéd.).

ANADÓN, P., MARZO, M.- 1975.- Montserrat mollassic sedimentation: A general view. IXe Congr.Int.Séd. Nice 1975. Livret-Guide Excursion nº 20. "Le Bassin Tertiaire Catalan et les gisements de potasse", pp.41-47. Nice.

ANADÓN, P., VILLALTA, J.F. de.- 1975.- Caracterización de terrenos de edad Stampiense en Campins (Vallés Oriental). Acta Geol. Hisp., X (1), pp.6-9, 3 figs. Barcelona.

- ARTHAUD, F., MATTE, Ph.- 1976.- Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de déformation. Tectonophysics, 25, pp.139-171.
- ASHAUER, H., TEICHMUELLER, R.- 1935.- Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Kathaloniens, Abh. Gesells.Wiss.Göttingen, Math-Phys.Kl., III, Folge Heft 16, 78 pp., 7 láms., 48 figs. (traducido al español en 1946 por J.M.Ríos en "Publicaciones extranjeras sobre Geología de España", 3, pp.7-102. C.S.I.C. Inst."Lucas Mallada". Madrid).
- BATALLER CALATAYUD, J.R.- 1919.- Las Bauxitas de Cataluña. Rev.Acad.Cien., XVII, pp.422-466, 7 figs., 4 láms., 1 mapa geol. Madrid.
- BATALLER CALATAYUD, J.R.- 1932.- Montserrat Geològic. Butll.Centr.Exc. de Ctalunya, 440, 12 pp. Barcelona.
- BATHURST, R.G.C.- 1971.- Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in Sedimentology, 12, 620 pp., 359 figs., 24 tabl. Elsevier. Amsterdam.
- BENZAQUEN, M., NÓÑEZ, A., MARTÍNEZ, W. et al. IGME-Fina Ibérica S.A.- 1973 a.- Mapa Geológico de España. E.1:50.000. Hoja nº 418/34-16. "MONTBLANCH". Segunda serie. 1a ed., 41 pp., 6 esqu. Inst.Geol.y Min.España. Madrid.
- BENZAQUEN, M., NÓÑEZ, A., MARTÍNEZ, W. et al. IGME-Fina Ibérica S.A.- 1973b.- Mapa Geológico de España. E.1:50.000. Hoja nº 446/34-17. "VALLS". 2a serie. 1a ed., 44 pp., 9 esqu. Inst.Geol.Min.España. Madrid.
- BENZAQUEN, M., NÓÑEZ, A., MARTÍNEZ, W. et al. IGME-Fina Ibérica S.A.- 1973c.- Mapa Geológico de España. E.1:50.000. Hoja nº 419/35-16. "VILLAFRANCA DEL PANADÉS". 2a serie. 1a ed., 48 pp., 6 esqu. Inst.Geol.Min.España. Madrid.
- BENZAQUEN, M., NÓÑEZ, A., MARTÍNEZ, W. et al. IGME-Fina Ibérica S.A.- 1973d.- Mapa Geológico de España. E.1:50.000. Hoja 473/34-18. "TARRAGONA". 2a serie. 1a ed., 39 pp., 7 esqu. Inst.Geol.Min. España. Madrid.
- BENZAQUEN, M., NÓÑEZ, A., MARTÍNEZ, W. et al. IGME-Fina Ibérica S.A.- 1973e.- Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja nº 447/35-17. "VILLANUEVA Y GELTRÚ". 2a serie. 1a ed., 35 pp., 6 esqu. Inst.Geol.Min.España. Madrid.
- BERSIER, A.- 1959.- Séquences détritiques et divagations fluviales. Eclog.Geol.Helv., 51, pp.854-893.
- BLUCK, B.J.- 1971.- Sedimentation in the meandering River Endrick. Scott.Jour.Geol., 7 (2), pp. 93-138.
- BODEGART, A.M.- Les Microcodiums: Milieux et modes de développement. Docum.Lab.Géol.Fac.Sc.Lyon, 62, pp. 137-235, 10 láms., 15 figs., 9 tabl.
- BODERGART, A.M., TRIAT, J.M., TRUC, G.- 1975.- L'origine organique des microcodiums: un exemple du rôle des microorganismes dans la biocorrosion des roches carbonatées et la biosynthèse de la calcite en milieu continental. IXe Congr.Int. Séd. Nice 1975. Tema II, pp.7-10.
- BOFILL, J.- 1891.- Límites del Triásico superior con el Garumniense en Aiguafreda y el Cairat del Llobregat. R.Ac.Cien.y Artes de Barcelona.

- BOLTOVSKOY, E.- 1965.- Los Foraminíferos recientes. 504 pp. Edit. E.U.D.E.B.A. Buenos Aires.
- BRASIER, M.D.- 1975.- The ecology and distribution of recent Foraminifera from the reefs and shoals around Barbuda, West Indies. Jour. Foram. Res., 5(3), pp. 193-210.
- BULL, W.B.- 1972.- Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record. In: J.Keith Rigby, Wm. Kenneth Hamblin (ed.). Recognition of Ancient Sedimentary environments SEPM. Sp. publ., 16, pp. 63-83.
- BUURMAN, P.- 1972.- Paleopedology and stratigraphy of the Condrusian peneplain (Belgium), with a reconstruction of a paleosoil. Agric. Res. Répts., 766, 67 pp.
- BUURMAN, P.- 1975.- Possibilities of palaeopedology. Sedimentology, 22, pp.289-298.
- BUURMAN, P., JONGMANS, A.G.- 1975.- The Neerrepen soil, and Early Oligocene podzol with a fragipan, and gypsum concretions from Belgium and Dutch Limburg. Pedologie, XXV, 2, pp.105-1
- CALVET, F., POMAR, L., ESTEBAN, M.- 1975.- Las Rizocreciones del Pleistoceno de Mallorca. Rev.Inst.Inv.Geol.Dip.Prov. de Barcelona, XXX, pp.35-60.
- CANEROT, J., FONOLLOSA, M.- J., WALLEZ FONDECAVE.- 1975.- Identification du Miocène inférieur-moyen dans la basse vallée de l'Ebre. Conséquences sur l'âge de la tectogenèse alpine aux confins des Chaînes ibérique et catalane. C.R.Acad. Sc.Paris, 280, sér. D., pp. 1951-1954.
- CANEROT, J.- 1974.- Recherches géologiques aux confins des chaînes Ibérique et Catalane (Espagne). Thèse. Université de Toulouse, 517 pp., 121 figs., X tabl., XXXVII lám.
- CAREZ, L.- 1881.- Étude des terrains crétacés et tertiaires du Nord de l'Espagne. F.Savy. Paris, 327 pp., 72 figs., 14 lám.
- CASSHYAP, S.M.- 1975.- Cyclic characteristics of coal-bearing sediments in the Bochumer Formation (Westphal A2) Ruhrgebiet, Germany. Sedimentology, 22, pp.237-255.
- CAUS, E.- 1975.- Bioestratigrafía del Eoceno medio y superior del Prepirineo Catalán. Tesis Doctoral. (en prensa).
- CAVELIER, C., POMEROL, Ch.- Les rapports entre le Bartomien et le Priabonien. Incidence sur la position de la limite Éocène moyen-Éocène supérieur. Bull.Soc.Géol.France, XVII (2)? C.R.Somm.Séances, 2, pp. 49-51.
- CÓDIGO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA.- 1961.- Am.Ass.Petr.Geol. Bull., 45 (5), pp.645-660. Ed. española. "Estratigrafía y sedimentación". W.C. Krumbein, L.L.Sloss. Ed. Uthea, pp. 723-748. México.
- COLEMAN, J.M.- 1969.- Brahmaputra River: Channel process and sedimentation. Sedimentary Geol., 3, pp. 129-239.
- COLOMBO, F., ESTEBAN, M., MARZO, M., POMAR, L.- 1974.- Caliches y materiales asociados en el Eoceno rojo inferior de la zona meridional de "Les Guilleries" (en prensa).
- CLOSAS, J.- 1947.- Los carbones minerales de Cataluña. Publ.Inst. Geol.Dip.Prov.de Barcelona, VII. Miscelánea Almera, 2a parte, pp. 61-193, 30 figs.

- CLOSAS, J.-1954.- Las bauxitas del NE de España. XIX Cong. Géol. Int., sect. 12, fasc.12, pp.199-223. Argel.
- CRUSAFONT, M., REGUANT, S., GOLPE, J.M.- 1975.- Síntesis biocronostratigráfica del Terciario continental español. Est. Geol. XXXI, pp.581-586, III cuadr.C.S.I.C. Madrid.
- CHEVALIER, M.- 1934.- Morphologie et structure du Montserrat. But. Inst. Cat Hist. Nat., XXXIV, 7-9, pp.212-220, 3fig, 21láms. Barcelona
- CHOUKROUNE, P., SEGURET, M.- 1973.- Tectonics of the Pyrenees: Role of compression and gravity. In: De Jong and Scholten (ed.) "Gravity and Tectonics", pp.141-156.
- DALEY, B.-1973.- Fluvio-lacustrine cyclothems from the Oligocene of Hampshire. Geol. Magazine, 110 (3), pp.235-242.
- DARDER, B. -1932.- Estudio geológico de la comarca de Sabadell. Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat., XIV, (3), pp.183-230, 24 figs, XIV láms., Madrid.
- DE RAAF, J.F.M., READING, H.G., WALKER, R.G.-1965.- Cyclic sedimentation in the lower Westfalian of NW Devon, England, Sedimentology, 4, pp.1-52.
- DE RAAF, J.F.M., BOERSMA, J.R., GELDERAA, V.,-1977.- Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous. County Cork, Ireland. Sedimentology, 24 (4), pp.451-483.
- DEWEY, J.F. PITTMAN, W.C., RYAN, W.B.F., BONNIN, J.-1973.- Plate tectonics and the evolution of the alpine system. Geol. Soc. Amer. Bull., 84(10), pp.3137-3180.
- DUNBAR, C.O., RODGERS, J.-1957.- Principles of Stratigraphy, 356 pp. Wiley and Sons. New York.
- DUNHAM, J.R.-1970.- Keystone Vugs in carbonate beach deposits (Abstract) Am. Ass. Petr. Geol. Bull., 54, p.845.
- ELIAS, J.-1921.- Tectónica de Montserrat. 44 pp., Terrassa.
- ELIAS, J.-1921.- Documentos para la tectónica del Vallés. 36 pp. Public. Sec. Exc. y Tur. del Centro Social. Imp. Mulleras y Torrente. Terrassa.
- ELIAS, J.- 1923.- Fenòmens de corriment al Vallés. Butll. Inst. Cat. Hist. Nat., 2a serie, III (8), pp.138-148. Barcelona.
- ELIAS, J.- 1924.- Accidentes tectónicos post-alpídicos en las inmediaciones de Montserrat. Ibérica, 543, 5pp., 4 figs. Tortosa.
- ELIAS, J.- 1924.- Repercusión del hundimiento del continente mediterráneo en el Montserrat. Ibérica, 547, 5pp., 4 figs.
- ELIAS, J.- 1932.- Nota sobre la Estratigrafía del Montserrat i accidents tectònics al massís de Llevant. 13 pp. Fallers Gràfics Hostench . Terrassa
- ENOS, P.-1977.- Flow regimes in debris flow. Sedimentology, 24(1), 133-142.
- ESTEBAN, M.- 1972 a.- Presencia de caliche fósil en la base del Eoceno de los Catalánides, provincias de Tarragona y Barcelona. Acta Geol. Hisp., VII (6), pp. 164-168. Barcelona
- ESTEBAN, M.- 1972 b.- Una nueva forma de prismas de Microcodium elegans GLUCK, 1922 y su relación con el caliche del Eoceno inferior, Marmellà, Barcelona. Rev. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona, 27, pp.65-81.
- ESTEBAN, M.- 1973.- Petrología de las calizas cretácicas del sector central de los Catalánides. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona, 410 pp. (Inédita).
- ESTEBAN, M.- 1974 a.- Caliche textures and "Microcodium". Sup. Boll.

- Soc. Geol. It., 92, (1973), pp.105-125, 13 fig. Atti della riunione sul tema: Sedimentologia delle rocce carbonatiche di mare sotile. Roma.
- ESTEBAN, M.- 1974 b.- Características de los suelos carbonatados semiáridos: El problema del caliche y sus productos asociados. Seminario Internazionale sulla valutazione delle Terre delle zone aride e semiaride dell' America Latina. Inst. Ibero-Latino-Amer., 4, pp. 317-327.
- ESTEBAN, M., SANTANACH, P.- 1974 a.- ¿ El modelo de cuña compuesta de C.I. Migliorini (1948) es aplicable a la estructura del sector central de los Catalánides? Acta Geol. Hisp., IX(2), pp. 37-41, 1 fig. Barcelona.
- ESTEBAN, M., SANTANACH, P.-1974 b.- Deslizamientos gravitacionales y olistostromas miocenos en el bajo Gaià. Provincia de Tarra gona. Acta Geol. Hisp., IX (4), pp. 117-126. Barcelona.
- ESTEBAN, M., ESTEROBLES, S.-1976.- Sobre la paleogeografía del Cretácico inferior de los Catalánides entre Barcelonay y Tortosa. Acta Geol. Hisp., XI (3), pp.73-78, 2 figs. Barcelona
- ESTEBAN, M., PRAY, L.L.C.-1976.- Non vadose origin of Pisolitic Facies, Capitan Reef complex (Permian). Guadalupe Mountains New Mexico and West Texas. Am. Ass. Petr. Geol. Bull, 60 (4), p.670
- EVAMY, B.D.-1973.- The precipitation of Aragonite and its alteration to calcite on the Trucial Coast of the Persian Gulf. In: B.H. Purser (ed..) "The Persian Gulf", pp. 329-341, 6 figs. Springer -Verlag. Berlin.
- FAURA i SANS, M.-1926.- Barcelona y sus alrededores. El Tibidabo y Montserrat. 1 vol. 44pp., 2 figs. 7 láms. Imp. V. Rico. Madrid
- FEIST, M.- 1970.- Distribution verticale des Charophytes dans l'Eocène du Minervois. Bull. Soc. Géol. France., (7) XII, 5, pp 926-931, 4 figs, 3 láms.
- FERRER, J.- 1968.- Bioestratigrafía y Micropaleontología del Paleoceno y Eodeno del borde sud-oriental de la depresión del Ebro. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. Resumen publicado en 1969 por Secret. Publ.Int.Cient. y Ext. Univ., 20 pp. Universidad de Barcelona.
- FERRER, J.- 1971.- El Paleoceno y Eoceno del borde sur-oriental de la depresión del Ebro.(Cataluña). Mém. Suisses de Paléont., 90, 70 pp., 50 figs., 7 tabl., 8 láms. Basel.
- FERRER, J., ROSELL, J., REGUANT, S.-1968.- Síntesis litoestratigráfica del Paleógeno del borde oriental de la depresión del Ebro. Acta Geol. Hisp., III(3), pp.54-56. Barcelona?
- FERRER, J., LE CALVEZ, Y., LUTERBACHER, H., PREMOLI-SILVA, I. (1973).- Contribution à l'étude des foraminifères eocènes de la région de Tremp (Catalogne). Mém. Muséum. Nat. d'Hist. Nat., Sér. C. XXIX, 107 pp., 27 figs., 11 lam., Paris.
- FISHER, W.L., MCGOWEN, J.H., -1967.- Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationships to occurrence of oil and gas. Reprinted from Transact. of. the Gulf Coast Ass. of Geol. Soc., XVII, circular 67-4. Univ. of Texas at Austin.

- FISHER, W.L., MCGOWEN, J.H.-1969.- Depositional systems in the Wilcox Group (Eocene) of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 53(1), pp. 30-54.
- FISHER, R.V.- 1971.- Features of coarse-grained, high concentration fluids and their deposits. J. Sed. Petrol., 41(4), pp. 916-927.
- FOLK, R.L., PITTMAN, J.S.- 1971.- Length-slow chalcidony: annew testment for vanished evaporites. J. Sed. Petrol., 41 (4) pp. 1045-1058.
- FONTBOTÉ, J.M.-1954.- Las relaciones tectónicas de la depreseión del Vallés-Penedés con la Cordallera Prelitoral catalana y con la Depresión del Ebro. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo Extr. Homenaje Hernández Pacheco, pp. 281-310. Madrid.
- FLORES, R.M.-1975.- Short-headed Stram Delta: Model for Pennsylvanian Haymond Formation. West Texas. Am. Ass. Petr. Geol. Bull., 59, (2), pp. 2288-2301.
- FREYTET, P.-1969.- Un nouveau gisement de Microcodium cavernicoles: le pléokarst de St. -Beauzille (Hérault). C.R. Somm. Soc. Géol. France, fasc. 5, p. 166.
- FREYTET, P.- 1969.- Essai de classification des paléosols du Crétacé supérieur et de l' Eocène inférieur du Languedoc, et implications climatiques. C.R. Acad. Sc. Paris., 269, sér. D., pp. 2316-2318.
- FREYTET, P.- 1971.- Paléosols résiduels et paléosols alluviaux hydro-morphes associés aux dépôts fluviatiles dans le Crétacé supérieur et l'Eocène basal du Languedoc. Rev. Géogr. Phis. Géol. Dynam., 2e sér., XIII, (3), pp. 245-268.
- FREYTET, P.-1973.- Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc (Southern France) Bédm. Geol., 10, pp. 25-60.
- FREYTET, P., PLAZIAT, J.C.-1968.- Importance des constructions algaires dues a des Cyanophycées dans les formations continentales du Crétacé supérieur et de l'Eocène du Languedoc. Bull. Soc. Géol. France(7), VII(5), pp. 678-694.
- FREYTET, P., PLAZIAT, J.C.- 1972.- Les constructions algaires continentales stromatolitiques. Exemples pris dans le Crétacé supérieur et le Tertiaire de France et d'Espagne du Nord. XXIV Int. Geol. Congr. 1972, sect., 7, pp. 524-534, 7 figs. Montreal.
- FREYTET, P., TRUC, G.-1975.- Les Algues. IXe Congr. Int. Sédim. Nice Exc. n° 2. "Alpes de Provence. Régions de Forcalquier, Manosque, Apt et Cavaillon. , pp. 101-109, 3 lám.
- FRIEDMAN, G.M., JOHNSON, K.G.-1966.- The Devonian Castkill deltaic complex of New York, type example of a Tectonic delta complex. In: M.L. Shirley (ed.). Deltas in their geologic framework, pp. 171-188. Houston Geol. Soc.
- FRIEND, P.F., MOODY-STUART, M.-1970.- Carbonate deposition on the river floodplains of the Wood Bay Formation (Devonian) of Spitsbergen. Geol. Magazine., 107 (3), pp. 181-195.
- FRIEND, P.F., MOODY-STUART, M.-1972.- Sedimentation of the Wood Bay Formation (Devonian) of Spitsbergen: Regional analysis of a late orogenic basin. Norsk Polarinst., Skift., NR 157, 77pp.

- GALLOWAY, W.E.-1976.- Sediments and stratigraphic framework of the Copper River fan-delta, Alaska. J. Sedim. Petrol., 46(3), pp.726-733, 9 figs.
- GARCIA RODRIGO, B.- 1957.- El valle del Ansoa. Mem. Com. Inst. Geol. Báp., XVI, pp. 45-80, 7 figs. Barcelona.
- GARRIDO MEJIAS, A., RIOS, L.M.-1972.- Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los rios Cinca y Segre (Pirineo central de la vertiente surpirenaica, provincia de Huesca y Lérida). Bol. Geol. y Min., 83(1), pp. 1-47, 27 figs., 2 cuad., 3 map.
- GILE, H.H., PETERSON, F.F., GROSSMAN, R.B.-1966.- Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in deserts soils. Soil Science, 101(5), pp.347-360
- GLAZEK, J.- 1965.- Recent oncolites in streams of North Vietnam and of the Polish Tatra Mountains. Ann. Soc. Géol. Pologne, XXXV (2), pp. 223-242.
- GOUDIE, A.S.-1975.- Petrographic characteristics of calcrete (caliche) :modern analogues of ancient constones. Coál. "Types de croûtes calcaires et leur répartition géographique" pp. 3-6. Univ. Strassbourg.
- GRANDSTEIN, F.M., GELDER, A.V.-1971.- Prograding clastics fans and transition from a fluvial to marine environment in neogene deposits of Eastern Crete. Geol. en Mijnbouw, 50(3), pp. 383-392
- GRAHAM, J.R.- 1975.- Deposits of a Near-Coastal fluvial Plain. The Toe Head Formation (Upper Devonian) of Southwest Cork, Eire. Sed. Geology, 14(1), pp. 45-61.
- HARMS et al.- 1963.- Stratification in modern sands of the Red River, Louisiana. J. of Geology, 71, pp. 566-580.
- HARMS, J.C., SOUTHARD, J.B., SPEARING, D.R., WALKER, R.G.-1975.- Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. S.E.P.M. Short Course no 2, Dallas, 1975, 161 pp.
- HARTENBERGER, J.L.-1969.- Les Pseudosciuridae (Mammalia, Rodentia) de l'Eocène moyen de Bouxwiller, Egerkingen et Lissieu. Palaeo-vertebrata, 3(2), pp.27-61, 6 figs., 4 lams. Montpellier
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P.-1920.- Condiciones geológicas de los yacimientos catalanes de bauxita. Bol. Inst. Geol. Minero España, LXI, pp.1-147, 3 fot., 16 lám. Madrid.
- HOOKER, R.L.B.- 1967.- Processes on arid-region alluvial fans. Jour. of Geology, 75, pp.438-460.
- HOTTINGER, L.- 1960 Recherches sur les alveolines du Pléocène et de l'Eocène. Mém. Suiss. de Paléont., 75/76, pp.243. Basel.
- HSU, K.J., SIEGENTHALER, C.-1969.- Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. Sedimentology, 12, pp.11-25.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (I.S.S.C.).- 1976.- International Stratigraphic Guide. A Guide to stratigraphic classification, terminology and procedure, 220 pp., H.D. Hedberg, Ed.; John Wiley and Sons. New York.
- IRION, G., MÜLLER, G.- 1968.- Mineralogy, Petrology, and chemical composition of some calcareous tufa from the Schwabische Alb, Germany. In: Müller y Friedman (Eds.): Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe., pp.157-171, 16 fig.
- JACKA, A.D.-1974.- Differential cementation of a Pleistocene carbonate conglomerate, Guadalupe Mountains. J. Sedim. Petrology, 44(1) pp.85-92, 5 fig.

- JAMES, N.P.- 1972.- Holocene and Pleistocene calcareous crust (caliche) profiles: criteria for subaerial Exposure. J.Sedim. Petrol., 42(4), pp. 817-836, 12 figs.
- JULIVERT, M.-1954.- Estratigrafía del Eoceno-Oligoceno entre el Francof y el Ancoia. Mem. y Com. Inst. Geol. Dip. Prov. Barna., XI, pp.5-22, 1 lám., 1 mapa.
- JULIVERT, M.- 1955.- Geología de la Sierra de Miramar. Mem. y Com. Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona., XIII, pp.79-121, 14 figs., 1 lám. 1 mapa.
- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J.M., RIBEIRO, A., CONDE, L.-1974.- Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Memoria de 113 pp., 15 figs., y un mapa. Inst. Geol. y Minero de España. Madrid.
- KOLDEWIJN, B.W., WEBER, K.J.-1969.- Facies and geometry of fluvial and associated sandstone bodies in the Oligocene of Northern Spain. Group Research Report. Shell., 16 pp. (Inédito)
- KROMM, F.- 1961.- Contribution à l'étude du Trias et de l'Éocène de la Cordillère Préalpine Catalane (entre Montblanc et Manresa, provinces de Tarragone et Barcelone). Thèse de Troisième cycle. Université de Bordeaux, 109 pp., 4 map., 31 fot., 2 mapas, 30 cortes y perfiles. Bordeaux.
- KROMM, F.- 1967.- Stratigraphie de l'Éocène entre Montblanc et Igualada. (provinces de Barcelone et de Tarragone). Act. Soc. Linnéenne de Bordeaux. Sér. B, 104 (11), 7 pp., 1 esq. fuera texto. Bordeaux.
- LAPPARENT, A.F. de.- 1950.- Niveau stratigraphique des bauxites d'Espagne. C.R.Ac.Sc.Paris, 230, pp.983-984.
- LARRAGÁN, A., MASACHS, V.- 1956.- Memoria Explicativa de la Hoja nº 363 (Manresa) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Inst. Geol. y Min. España, 108 pp, 28 figs., 3 láms. Madrid.
- LATTMAN, L.H.- 1973.- Calcium carbonate cementation of alluvial fans in Southern Nevada. Geol. Soc. Am. Bull., 84 (9), pp.3013-3028.
- LINDSAY, J.F.- 1968.- The development of clast fabric in Mudflows. J. Sed. Petrol., 38(4), pp.1242-1253.
- LUCAS, G., MONTENAT, C.- 1967.- Observations sur les structures internes et le développement des Microcodium. Bull. Soc. Géol. France, (7), IX, pp.909-918.
- LLOPIS, N.- 1944.- Morfoestructura de los relieves de pudingas de Sant Llorenç del Munt-Serra de l'Ubach (Barcelona). Est. Geográficos, 5 (17), pp. 687-814. Madrid.
- LLOPIS, N.- 1947.- Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides. Pub. Consejo Sup. Inv. Científicas, 372 pp., 40 figs., XXII láms., 3 mapas. Barcelona.
- LLOPIS, N., MASACHS, V.- 1943.- El problema de los conglomerados del margen meridional de la Depresión del Ebro. Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España. 11, pp.63-108, 5 fot., 2 figs. Madrid.
- LLOPIS, N., MASACHS, V.- 1943.- El problema de los conglomerados del margen meridional de la Depresión del Ebro. Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España, 11, pp. 63-108, 5 fot., 2 figs. Madrid.
- LLOPIS LLADÓ, N., THOMAS CASAJUANA, J.M.- 1953.- Estudio hidrogeológico de la vertiente meridional de Montserrat (prov. de Barcelona). Speleon, IV (3-4), pp.121-191, 16 figs., 3 láms? fot. Oviedo.

McGOWEN, J.H., GARNER, L.E.- 1970.- Physiographic features and stratification types of coarse grained point bars; modern and ancient examples. Sedimentology, 14, pp.77-111.

McGOWEN, J.H.- 1971.- Gum Hollow fan-delta Nueces Bay, Texas: Report Invest. 69. University of Texas. Bureau of Econ.Geol., 91

McKEE, E.D., CROSBY, E.J., BERRYHILL, H.L.- 1967.- Flood deposits, Bijou Creek, June 1965. J.Sed.Petrol., 37, pp.829-851.

MASACHS, V.- 1942.- El Eoceno entre Montserrat y Manresa. Determinación de su estratigrafía por los Nummulites. Las Ciencias, VIII, pp.317-332, 3 figs. Madrid.

MASRIERA, A.- 1973.- Contribución al estudio petrológico y sedimentológico del paleógeno de la Depresión Central Catalana limítrofe al curso medio del Llobregat (barcelona). Tesis Doctoral (inéd.). Fac.de Ciencias. Universidad de Barcelona.

MATTAUER, M., HENRY, J.- 1974.- Pyrenees. In: A.M.Spencer (ed.): Meso-zoic-Cenozoic orogenic belts. London Geol.Soc.Spec.Pub., nº 4.

MAUFFRET, A.- 1976.- Étude Géodynamique de la Marge des Iles Baléares. Thèse. Univ. Paris VI, 137 pp.

MAURETA, J., THOS, S.- 1881.- Descripción física, geológica y minera de la provincia de Barcelona. Mem.Com.Mapa Geol.España, VIII, 478 pp., 44 figs., 11 láms., 1 mapa. Madrid.

MEYER, R.- 1976.- Continental sedimentation, soil genesis and marine transgression in the basal beds of the Cretaceous in the east of the Paris Basin. Sedimentology, 23, pp.235-253.

MIALL, A.D.-1973.- Markov chain analysis applied to an ancient alluvial plain succession. Sedimentology, 20 (3), pp.365-391.

MINCKLEY, W.L.- 1962.- Studies of the ecology of a spring stream: Doe Run, Meade County, Kentucky. U.S. Atomic Energy Comm. Rept. Contract. At., 40 (1), 374 pp. Louisville University.

MONTENAT, Ch., ÉCHALLIER, J.-C. - 1977.- L'importance des structures organiques du type Microcodium dans la constitution des croûtes calcaires pleistocènes. C.R.Acad.Sc.Paris, 285. Sér. D, pp.3-6.

MOODY-STUART, M.- 1966.- High and low sinuosity stream deposits with examples from the Devonian of Spitsbergen. J.Sed.Petrology, 36, pp.1102-1117.

MOORE, C.H.- 1971.- Beachrock cements, Grand Cayman Island, B.W.I. In: O.P. Bricker (ed.): Carbonate Cements, pp.9-12. John Hopkins University. Studies in Geology, nº 19.

MOSSOP, G., SHEARMAN, D.J.- 1973.- Origins of secondary gypsum rocks. Inst. Mining Metallurgy, 82-B, pp.147-154.

MOTTA, F., ROCH, E.- 1962.- Bauxites d'Espagne: Observations et interpretations. Acta Geologica, VII, (3-4), pp.285-291. Budapest.

MULLER, G., IRION, G., FORSTNER, U.- 1972.- Formation and Diagenesis of Inorganic Ca - Mg. Carbonates in the Lacustrine Environment. Naturwissenschaften, 59, pp.158-164.

MUTTI, E., LUTERBACHER, H.P., FERRER, J., ROSELL, J.- 1972.- Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogene marino della zona centrale sudpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra). Mem.Soc.Geol.Italiana, XI, pp.391-416, 10 fig., 1 tabl. Pisa.

NAGTEGAAL, P.J.C.- 1969.- Microtextures in recent and fossil caliche. Leidse Geol.Medel., 42, pp.131-142.

NETTERBERG, F.- 1967.- Some roadmaking propieties of South African calcretes. 4th. Reg.Conf.for Africa on Soil Mechanics and Foundation Engineering Proc., Cape Town, 1, pp.77-81.

- NIJMAN, W.- 1977.- Structure controlled deltaic sedimentation, the Eocene Montaña Deltaic Complex, Tremp-Graus Basin, Southern Pyrenees. Resumen de Com. Científicas. VIII Congr.Nac. de Sedimentología. Oviedo-León.
- ORDÓÑEZ DELGADO, S., GARCIA DEL CURA, A.- 1975.- La sédimentation fluviatile dans le bassin du Duero (z.Est:), ses rapports avec le milieu lacustre. IXe Congr.Séd.Int.Nice 1975, X, pp.93-97.
- ORDÓÑEZ, S. et al.- 1976.- Conceptual models of intermontane basins: Tertiary basins of the Tajo, Duero, and Jucar Rivers. Spain 25th Int.Geol.Congr.Australia. Abstracts. I, pág.275.
- ORDÓÑEZ, S.- 1977.- Las bauxitas españolas con mena de aluminio. Fundación "Juan March". Serie Universitaria, 33, 64 pp. Madrid.
- ORTLAM, D.- 1971.- Paleosols and their significance in stratigraphy and applied geology in the Permian and Triassic of Southern Germany. In: D.H.Yaalon: Paleopedology: Origin, Nature and Dating of Paleosols, pp.321-327. Jerusalem.
- PALET, D.- 1921.- Excursió a Sant Llorenç de Munt. Notes geològiques Arx.Centr.Esc.Terrassa, 8 pp. set.-oct.1921. Terrassa.
- PALET y BARBA, D.- 1931.- Los corrimientos de la Cordillera Media Catalana. Géol.Médit.Occ., II, I (4), 11 pp., 7 figs. Barcelona.
- PALLI, L.- 1972.- Estratigrafía del Paleógeno del Empordà y zonas limítrofes. Publ.de Geol.Univ.Autónoma de Barcelona, 1, 338 pp., 88cuadr., 82 figs., 2 mapas anexos.
- PEÓN, A., ALONSO, F., RAMÍREZ DEL POZO, J., et al. IGME-IMINSA.- 1975.- Mapa Geológico de España F.1:50.000.Hoja nº 391/35-15:"IGUALADA". 2a ser. 1a ed. Inst.Geol.y Min. España. Madrid.
- PEÓN, A., ALONSO, F., ROSELL, J. et al. IGME-IMINSA.- 1975b.- Mapa Geológico de España. F.1:50.000. Hoja nº 363/36-14. "MANRESA". 2a ser. 1a ed. Inst.Geol.y Min. de España. Madrid.
- PLAZIAT, J.-C.-1966.-Contribution à l'étude stratigraphique du Lutétien continental des Corbières (Au Sud de Lagrasse, Aude). Bull.Carte Géol.France, 278, LXI, pp.225-236.
- PLAZIAT, J.-C.- 1968.- Stratigraphie continentale et sédimentologie: l'âge des couches à "Bulimus"gerundensis Vidal de la province de Barcelone (Espagne). Bull. Soc.Géol.France (7), X, pp.49-55.
- PLAZIAT, J.-C.- 1969.- La transgression de l'Éocène moyen en Haut-Aragon et Navarre, et son rôle dans la définition des grands ensembles du domaine sud-pyrénéen. 94ème Congrès des Soc.Sav. Pau, Sciences, II, pp.293-304, 3 figs.
- PLAZIAT, J.-C.- 1973.- Vidaliella gerundensis (VIDAL) et les autres bulimoides de l'Éocène du Nord de l'Espagne et du Sud de la France. Paléobiologie Continentale, IV, (3), pp.1-34.
- PLAZIAT, J.-C.- 1975.- Dolomite, gypse et accidents siliceux dans les sédiments carbonatés continentaux du Crétacé terminal et du Paléogène languedociens (S. de la France). IX Congr.Int. Sédimentologie, Nice 1975.

- PLAZIAT, J.-C.- 1975.- L'Ilerdien à l'intérieur de Paléogène languedocien: ses relations avec le Sparnacien, l'Ilerdien sud-pyrénéen, l'Yprésien et le Paléocène. Bull.Soc. Géol.France, (7), XVII, (2), pp.168-182.
- PLAZIAT, J.C., FREYTET, P.- 1975.- Le Languedoc du Crétacé Supérieur. Une zone mobile intracratonique entre bloc stable et zone orogénique. IX Congr. Int. Sédimentologie. Nice 1975, 5, pp.329-336.
- POMEROL, Ch.- 1977.- La limite Paléocène-Eocène en Europe Occidentale. Bull.Soc.Géol.France, XIX (4). C.R.Somm.Séanc., 4, pp.199-202.
- PRELIMINARY REPORT ON LITOSTRATIGRAPHIC UNITS.- 1970.- Ed. H.D. Hedberg. Int.Geol.Congr. Canada. Int. Subc. on Strat. Classification. Rapport n° 3.
- READ, J.F.- 1974.- Calcrete deposits and Quaternary Sediments, Edel Province, Shark Bay, Western Australia. In: Evolution and diagenesis of Quaternary Carbonate Sequences, Shark Bay, Western Australia. Am.Ass.Petr.Geo. Mem., 22, pp.251-281.
- REEVES, C.C. Jr.- 1970.- Origin, classification, and geologic history of caliche on the Southern High Plains, Texas and Eastern New Mexico. J. of Geology, 78, pp.352-362.
- REGUANT, S.- 1968.- El Eoceno Marano de Vic (Barcelona). Mem. Inst. Geol.y Min. España, LXVIII, 350 pp., 64 figs., 40 láms. Madrid.
- RIBA, O., VILLENA, J., QUIRANTES, J.- 1967.- Nota preliminar sobre la sedimentación en paleocanales terciarios de la zona de Caspe-Chiprana (prov. de Zaragoza). Anal.Edaf.y Agrobiol., XXVI, pp.617-634, 7 figs., 2 tabl., 12 fot. Madrid.
- RIBA, O.- 1975.- Le Bassin Tertiaire Catalan Espagnol et les Gisements de Potasse. IX Congr.Int. Sédimentologie. Nice 1975. Livret-Guide de l'Excursion n° 20. Introduction, pp.9-13, 1 fig.
- RIVELINE, J.- 1976.- Étude floristique des niveaux marneux de la carrière de Montchenot (Marne). Mise en évidence d'une nouvelle association de Characées d'âge thanetien. C.R. Acad.Sc.Paris, 283, pp.25-28.
- RODDY, H.J.- 1915.- Concretions in streams formed by the agency of blue-green algae and related plants. Proc.Am.Phil Soc., 54, pp. 264-258.
- ROSELL, J., JULIÀ, R., FERRER, J.- 1966.- Nota sobre la estratigrafía de unos niveles con Carófitas existentes en el tramo rojo de la base del Eoceno al S. de los Catalánides (prov. de Barcelona). Acta Geol.Hisp., I (5), pp. 17-20, 3 figs. Inst.Nac. de Geología.C.S.I.C. Barcelona.
- ROSELL, J., ROBLES, S.- 1975.- Le Paléogène marin de la Catalogne. Bull.Soc.Géol.France, XVII, (2), pp.195-198, 2 figs. Paris.
- ROSELL, J., TRILLA, J., OBRADOR, A. et al.- IGME-IMINSA.- 1975.- Mapa Geológico de España. E.4:50.000. Hoja n° 392/36-15. "SABADELL". 2a ser. 1a ed. Inst.Geol.y Min. de España. Madrid.

- ROSELL, J., FERRER, J., LUTERBACHER, H.- 1973.- El Paleógeno Marino del Noreste de España. XIII Col. Europeo de Micropaleontología. España, pp. 29-61. C.N.G. Enadinsa.
- ROSELL, J., OBRADOR, A., MERCADAL, B.- 1976.- Las facies conglomeráticas del Mioceno de la Isla de Menorca. Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares, XXI, pp. 76-93, 2 figs., 7 fot. Palma de Mallorca.
- RUELLAN, A.- 1971.- Contribution à la connaissance des sols des régions méditerranéennes. Les sols à profil calcaire différencié des plaines de la Basse Moulouya (Maroc Oriental). Mém. O.R.S.T.O.M., 54, 302 pp.
- RUIZ DE GAONA, M., COLOM, G.- 1950.- Estudio de las sinecias de foraminíferos eocénicos en la vertiente meridional del Pirineo (Cataluña-Vizcaya). Est. Geológicos, 12, pp. 293-434. Inst. "Lucas Mallada". C.S.I.C. Madrid.
- RUIZ DE GAONA, M.- 1952.- Resultado del estudio de las faunas de foraminíferos del nummulítico de Montserrat y regiones limítrofes. Est. Geológicos, 15, pp. 21-81, 5 láms. Inst. "Lucas Mallada". C.S.I.C. Madrid.
- RYDER, T., FOUCH, T.D., ELISON, J.H.- 1976.- Early Tertiary sedimentation in the western Uinta Basin, Utah. Geol. Soc. Am. Bull., 87, pp. 496-512.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M.- 1954.- Geología de las bauxitas españolas. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., tomo homenaje E. Hernández Pacheco, pp. 597-607. Madrid.
- SAN MIGUEL ARRIBAS, A., ORTÍ CABO, F.- 1978.- Procesos porfiroblásticos en yesos. Rev. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. de Barcelona, XXVIII, pp. 15-44.
- SCOTT, K.M., GRAVLEE, G.C.- 1968.- Flood surge on the Rubicon River, California-Hydrology, Hydraulics, and boulder transport. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 422-M, 40 pp.
- SELLEY, R.C.- 1970.- Studies of sequence in sediments using a simple mathematical device. Geol. Soc. London. Quart. Journal, 125, pp. 557-581.
- SHEARMAN, D.J.- 1966.- Origin of marine evaporites by diagenesis. Inst. Miner. Metall. Sec. B., 75, pp. 208-215.
- SHELTON, J.W., NOBLE, R.L.- 1974.- Depositional features of braided-meandering stream. Am. Ass. Petr. Geol. Bull., 4, pp. 742-752.
- SIERRA, A.- 1933.- Tectónica e hidrología de la cuenca del Llobregat. Mem. Acad. Cien. Art. de Barcelona, XXIII, 15, pp. 309-332, 6 figs.
- SMITH, N.D.- 1970.- The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with some Silurian clastics rocks North-Central Appalachians. Bull. Geol. Soc. Am., 81, pp. 2993-3014.
- SMITH, N.D.- 1971.- Transverse bar and braiding in the Lower Platte River, Nebraska. Bull. Geol. Soc. Am., 82, pp. 3407-3420.
- SMITH, N.D.- 1972.- Some sedimentological aspects of planar corstratification in a sandy braided river. J. Sed. Petrol., 42 (3), pp. 624-634, 13 figs.

SOLÁ, J.- 1923.- Jaciment al Vallés de Bulimus gerundensis associat a un Melanopsis. Butll.Inst.Cat.d'Hist.Nat., 2a ser, III, pág.90. Barcelona.

SOLE SABARIS, L.- 1940.- Superficies de erosión en las Cordilleras Litorales de Cataluña. Publ. Univ.Barcelona", pp.145-158, 4 figs., 3 láms.

SOLE SABARIS, L.- 1942.- Fauna coralina del Eoceno catalán. Mem.R. Acad.Cien.y Art.de Barcelona, 3a ép., 26 (9).

SOLE, L., VIRGILI, C., JULIVERT, M.- 1956.- Características estratigráficas del Triás en la zona limítrofe entre las provincia de Barcelona y Tarragona. Est.Geológicas, 31-32, pp.287-300 5 figs. Inst."Lucas Mallada".C.S.I.C. Madrid.

SOLE SUGRAÑES, L.- 1978.- Alineaciones y fracturas en el Sistema Catalán según las imágenes LANDSAT-1 (en prensa).

SOLE SUGRAÑES, L.- 1978.- Gravity and compressive nappes in the Central Southern Pyrenees (Spain). Am.Jour.of Science. (en prensa).

SOLE SUGRAÑES, L. et al.- 1978.- Mapa Geológico de España E.1:50.000 Memoria y Hoja nº 417 "L'ESPLUGA DE FRANCOLÍ". 2a ser. 1a ed. Inst.Geol.y Min de España. Madrid. (en prensa).

STANLEY, D.J., MUTTI, E.- 1968.- Sedimentological evidence for an emerged land mass in the Ligurian Sea during the Palaeogene. Nature, 218, pp.32-36.

STEEL, R.J.- 1974.- New Red Sandstone foodplain and Piedmont sedimentation in the Hebridean Province, Scotland. J.Sed.Petrol 44 (2), pp.336-357.

STEEL, R.J.- 1974.- Cornstone (Fossil Caliche). Its origin, stratigraphic and sedimentological importance in the New Red Sandstone, Western Scotland. J. of Geol., 82, pp.351-369.

SYKES, R.M., BRAND, R.P.- 1976.- Fan-Delta sedimentation: an example from the late Jurassic-Early Cretaceous of Milne-Land, Central East Greenland. Geol.en Mijnbow, 55 (3-4), pp.195-203.

TRIAM, J.M., TRUC, G.- 1975.- Les évaporites paléogènes du domaine rhodanien: Un exemple de génèse d'évaporites en milieu continental. Resumé. 3e.Réunion Annuell.des Scien.de la Terre. Montpellier, 23-25 avril. 1975.

TRUC, G.- 1975 a.- Sols à profil calcaire différencié et pellicules rubanés dans le Paléogène du Sud-Est de la France. Colloque "Types croûtes calcaires et leur répartition régionale", pp. 108-113.

TRUC, G.- 1975b.- Les encroutements carbonatés liés à la pédogènese; rôle important des microorganismes: biocorrosion et biosynthèse de la calcite en milieu pédologique confiné. IX Co 1 Congr.Int.Sédimentologie. Nice 1975. Livret-guide de l'Excursion A2: Alpes de Haute-Provence et Vaucluse, pp.47-55, 3 figs., 2 pl.

VAN HOUTEN, F.B.- 1964.- Cyclic lacustrine sedimentation, upper Triassic Lockatong Formation, Central New Jersey and Adjacent Pennsylvania. Kansas Geol.Surv.Bull., 169, pp.497-531, 19 figs.

VEZIAN, A.- 1857.- Observations sur le terrain nummulitique de la province de Barcelone. Bull.Soc.Géol.France, sér.2, XIV, pp.374-392, 3 figs. Paris.

- VAN HOUTEN, F.B.- 1974.- Northern Alpine Molasse and similar cenozo sequences of Southern Europe. Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. S.E.P.M. Spec. Publ., no 19, pp.260-273.
- VIA BOADA, L.- 1969.- Aportación paleontológica a la síntesis estratigráfica y cronoestratigráfica del Eoceno marino de Cataluña. Actas V Congr.Int.Est.Pirenaicos (Jaca-Pamplona 1966 t.I, Sec.I, pp.5-60, 5 mapas pleg., f.t., 1 fig. pleg.f.t. Zaragoza).
- VIA, L.- 1969.- Crustáceos decápodos del Eoceno español. Pirineos, XXV (91-94), 479 pp., 18 cuadr. pleg., 42 figs. Jaca.
- VIDAL, L.M., 1919.- Montserrat, su constitución geológica. Ibérica. XII, (287-288), pp.65-71. Tortosa.
- VILAPLANA, M.- 1977.- Lössarrecifes del Eoceno superior de Calders (Borde suroriental de la Cuenca del Ebro, sector catalán). In: 1er Seminario Práctico de Asociaciones Arredifales-Evaporíticas. Barcelona-Alicante 3-8 octubre 1977. R.Salas Dept.de Petrología y Geoquímica. Univ. de Barcelona.
- VILLENA, J., RAMÍREZ DEL POZO, J., REGUANT, S.- 1973.- Las Capas de "Bulimus" veruñdensis Vidal, de la región de Utiel (Valencia). Acta Geol.Hisp., VIII (4), pp.134-137, 3 figs. Inst.Nac. de Geología.C.S.I.C.Barcelona.
- VIRGILI, C.- 1958.- El Triásico de los Catalánides. Bol.Inst.Geol. y Min. de España, LXIX, 852 pp., 95 figs., XVII láms., mapas fuera de texto, Madrid.
- WASSON, R.J.- 1977.- Last glacial alluvial fan sedimentation in the Lower Derwent Valley, Tasmania. Sedimentology, 24 (6), 781-799.
- WEST, I.- 1973.- Vanished evaporites significance of strontium minerals. J.Sed.Petrol., 43, pp.278-279, 2 figs.
- WEST, I.M. 1965.- Macrocell structure and enterolithic veins in british Purbeck gypsum and anhydrite. Proc.Yorsh.Geol.Soc. 35, I, (3), pp.47-58.
- WIEDER, YAALON.- 1974.- Effect of matrix composition on carbonate nodule crystallisation. Geoderma, 11, pp.95-121.
- WILLIAMS, R.C., BIRNBAUM, S.J.- 1975.- Possible hydrologic relationships between clastic and chemical deposits of Tertiary age in the Ebro Basin of N.E. Spain. IX Congr.Int.Sédimentologie. Nice 1975, Thème 5, 2, pp.409-414.
- WILLIAMS, R.C.- 1975a.- Fluvial deposits of Oligo-Miocene Age in the Southern Ebro Basin, Spain. Tesis. Universidad de Cambridge.
- WILLIAMS, R.- 1975 b.- Channel deposits in the southern Ebro Basin. IX Congr.Int.Sédimentologie. Nice 1975. Livret-Guide Exc. no 20, pp.75-84.
- WILSON, J.L.- 1975.- Carbonate Facies in Geologic History, 471 pp., 183 figs., 30 láms? Springer Verlag.
- WOLFBAUER, C.A., SURDAM, R.C.- 1974.- Origin of nonmarine dolomites in Eocene Lake Gosiute, Green River Basin, Wyoming. Geol. Soc.Am.Bull., 85, pp.1733-1740.

VI

ANEXOS

CAROVITAS

MEDIONA

ME 5: Peckichara aff. varians GRAMBAST

PONTONS

- PT 1: Maedleriella michelina MARSCHÉ
- 2: Maedleriella michelina MARSCHÉ
- 3: Maedleriella michelina MARSCHÉ
- 1001: Maedleriella michelina MARSCHÉ
- ALB5: Maedleriella michelina MARSCHÉ

QUEROL-STA. PERPETUA

- Q 1: Maedleriella michelina MARSCHÉ
- Q 2: Maedleriella michelina MARSCHÉ
- Q 3: Maedleriella michelina MARSCHÉ

PONTILS-STA. PERPETUA

SP 2: Maedleriella michelina MARSCHÉ

CARR. SAINT MAGI

SMG 5: Nitellopsis (Tectochara) thaleri cf. elongata FEIST-CASTEL
Maedleriella sp.

STA. CANDIA

SG 2: Maedleriella lavocati GRAMBAST
Microchara vestita CASTEL

SANT JAUME

SJ44: Maedleriella lavocati GRAMBAST

CAMI COLLBAS

CCB 1: Harrisichara sp.
?Polypella sp.

CAMI PONTILS

CPV: Raskyella gr. pecki GRAMBAST
Raskyella aff. vadassi GRAMBAST

PONTILS

- PO 14: Raskyella aff. vadassi GRAMBAST
Maedleriella sp.
- 17: Raskyella aff. vadassi GRAMBAST
Harrisichara aff. brevipes GRAMBAST
- 20: Raskyella aff. vadassi GRAMBAST
Harrisichara bressoni gigantea FEIST-CASTEL
Maedleriella sp. (n.sp. id.25)
Nitellopsis (Tectochara) aff. major GRAMBAST & SOULIÉ
- 22: Nitellopsis (Tectochara) aff. major GRAMBAST & SOULIÉ
Raskyella aff. vadassi GRAMBAST
Harrisichara bressoni gigantea FEIST-CASTEL
Maedleriella sp. (n.sp.)
- 25: Harrisichara bressoni ssp.

- 26: Harrisichara brassoni gigantea FEIST-CASTEL
Nitellopsis (Tectochara) aff. major GRAMBAST & SOULIÉ
Maedleriella sp. (n.sp. id. 22 y 20)
 115: Maedleriella sp.
 117: Nitellopsis (Tectochara) thaleri cf. elongata FEIST-CASTEL

STA. MARIA MIRALLES

- MI 2: Raskyella gr. pecki GRAMBAST
Maedleriella sp.
 3: Raskyella gr. pecki GRAMBAST
 4: Raskyella gr. pecki GRAMBAST
 7: Raskyella gr. pecki GRAMBAST
Nitellopsis (Tectochara) thaleri GRAMBAST & SOULIÉ
 8: Raskyella gr. pecki GRAMBAST
Raskyella sp.
Nitellopsis (Tectochara) thaleri GRAMBAST & SOULIÉ
 15: Nitellopsis (Tectochara) thaleri GRAMBAST & SOULIÉ
 16: Raskyella aff. pecki GRAMBAST
Raskyella sp.
Harrisichara sp.
Maedleriella sp.
 18: Harrisichara sp.
Maedleriella sp.
 21: Raskyella aff. caliciformis SOULIÉ-MARSCHÉ
 23: Harrisichara sp.
Maedleriella sp.
 26: Harrisichara sp.
Nitellopsis (Tectochara) cf. thaleri GRAMBAST & SOULIÉ
 27: Harrisichara sp.
Nitellopsis (Tectochara) thaleri GRAMBAST & SOULIÉ
Nitellopsis (Tectochara) sp. (n.sp.)
 28: Raskyella aff. caliciformis SOULIÉ-MARSCHÉ
 33: Harrisichara aff. brevipes GRAMBAST
 35: Raskyella aff. caliciformis SOULIÉ-MARSCHÉ
Maedleriella sp.
Harrisichara aff. brevipes GRAMBAST
 37: Raskyella aff. caliciformis SOULIÉ-MARSCHÉ
Maedleriella sp. (id. 35)
Harrisichara sp.
 39: Maedleriella sp. (id. 35 y 37)
Raskyella aff. caliciformis SOULIÉ-MARSCHÉ
 45: Raskyella caliciformis SOULIÉ-MARSCHÉ
Maedleriella sp.
Harrisichara sp.
 51: Harrisichara sp.
Maedleriella sp.
Nitellopsis (Tectochara) sp.

COLL DE LA PORTELLA

- CP 00: Nitellopsis sp.
Raskyella sp.
 02: Nitellopsis (Tectochara) aff. major GRAMBAST & SOULIÉ
 03: Raskyella sp. (n.sp.)
Harrisichara aff. brevipes GRAMBAST

- 06: Harrisichara sp.
Raskyella sp. (id. 037)
Maedleriella sp.
- 08: Harrisichara sp.
Raskyella sp. (id. 037)
- 010: Harrisichara sp.
Raskyella sp. (id. 037)
- 011: Raskyella sp. (n.sp. id. 03)
Harrisichara sp. (n.sp.?)
- 014: ?Harrisichara sp. (n.sp.)
- 014T: ?Harrisichara sp. (n.sp.)

LES COLOMINES

- CC 2: Raskyella gr. pecki GRAMBAST
Nitallopsis (Tectochara) cf. thaleri GRAMBAST & SOULIÉ

MOLUSCOS DE LAS SERIES CONTINENTALES

SANT JAUME

- SJ 18: Vidaliella gerundensis (VIDAL)
- 25: Heliciforme
- 29: Melanopsis aff. dubiosa MATHERON
- 53: Melanopsis sp.

LA FUDA

- LP 7: Vidaliella gerundensis (VIDAL)
- Cyclostómodo

CAN ESTRUCH

- CE 11: Vidaliella gerundensis (VIDAL)
- Cyclostómodo
- Heliciforme

EL FARLL

- .. KF 1: Vidaliella cf. gerundensis (VIDAL)
- 2: Vidaliella gerundensis (VIDAL)
- 3: Vidaliella gerundensis (VIDAL)

GUANTA

- GU 1: Vidaliella gerundensis (VIDAL)

MEDIONA

- ME 5: Bythinia aff. oxyspira COSS.
- Hydrobia (Acrobia) sp.
- 10: Vidaliella cf. gerundensis (VIDAL)

CARME

- CA 201: Glandina cf. cordieri DESH.
- Glandina sp.

L'ESPOIA

- E 13: Vidaliella cf. gerundensis (VIDAL)

CANÍ DE COLLEÁS

- CCB 1: Discus aff. oligogyra ANDREAE
- Hydrobiinae
- Melanopsis sp.
- Planorbido
- 6: Hydrobiide

ORPÍ

- Cyrena sp.
- Potamides sp.
- Ostreido.

COLL DE LA PORTELLA

- 02: Melanopsis gr. proboscideus DESH.
- Hydrobiinae
- Planorbidos

- 06: Discus aff. oligogyra ANDREAE
Planorbidos
- 08: Melanopsis castrensis NOULET
Discus sp.
- 09: Melanopsis gr. dubiosa MATHERON
Planorbidos
- 010: Planorbidos
- 011: Melanopsis sp.
Hydrobiinae
Planorbidos
- 014: Melanopsis sp.
Hydrobiinae
Planorbidos

STA. MARIA DE MIRALLES

- MI 2: Hydrobiinae (Bythinella?)
- 4: Hydrobiinae
- 15: Melanopsis sp.
Discus sp.
Planorbidos
Pupa ?
- 16: Planorbidos
- 17: Melanopsis sp.
Hydrobiinae
- 18: Discus aff. oligogyra ANDREAE
Planorbidos
- 21: Disaostoma munia LAMK.
Melanopsis sp.
Discus sp.
Limnaea sp.
Hydrobiinae
Planorbidos
- 26: Melanopsis gr. proboscidea DESH.
Discus sp.
Bythinidae
Planorbidos
Limnaea?
Pupa?
- 27: Melanopsis sp.
Limnaea?
Discus
Planorbidos
- 28: Melanopsis aff. castrensis NOULET
- 33: Melanopsis castrensis NOULET
- 35: Melanopsis sp.
Discus aff. oligogyra ANDREAE
Hydrobiinae
Planorbidos
- 37: Melanopsis gr. proboscidea DESH.
Melanopsis aff. castrensis NOULET
Hydrobiinae
Planorbidos
- 39: Melanopsis gr. proboscidea DESH.
Melanopsis aff. castrensis NOULET

MICROFAUNAOSTRACODOS

COLL DE LA PORTELLA

- CP 4: Schuleridea?
Aequacytheridea?
Monemiriabilia triebeli KEIJ

STA. MARIA MIRALLES

- MI 35: Lymnocythere (Cladocythere) sp.
Cypris (Virgatocypris) sp.
 45: Leguminocythereis sp.
 58: Kritha sp.
Leguminocythereis magna
Parakritha sp.
 59: Leguminocythereis magna

PONTILS

- PO 17: Cypris (Virgatocypris) sp.
 25: Cypris (Virgatocypris) sp.
 26: Scotia sp.
 41: Schisocythere appendiculata TRIEBEL.
Leguminocythereis magna
L. (Triginglymus) grignomensis APOSTOLESCU
Cytherella sp.

VALLESPINOSA

- VE 3: Bairdia gliberti KEIJ
Leguminocythereis magna
L. heistensis KEIJ
Schisocythere appendiculata TRIEBEL
Echinocythereis septentrionalis
Bythocypris sp.

(Clasificaci3n: O. DUCASSE)

FORAMINIFEROS

STA. MARIA MIRALLES

- MI 55: Nummulites sp.
Pararotalia cf. armata (D'ORB.)
 58: Nummulites sp.
Asterigerina campanella GUMBEL
Halkyardia minima (LINDS)
Heterolepa perlucida (NUTALL)
Nonion sp.
Quinqueloculina sp.
Rotalia sp.
 58b: Pararotalia armata (D'ORB.)
Cibicides sp.
 59: Elphidium laeve (D'ORB.)

PONTILS

- PO 2: Lymanea sp.
Hydrobiinae (Bythinella?)
- 14: Hydrobiinae
Planorbidos
- 20: Hydrobiinae
Bythinidae
- 21: Discus sp.
Hydrobiinae
Planorbidos
- 25: Hydrobiinae
Bythinidae
Discus sp.
Planorbidos
- 26: Planorbidos
- 38: Planorbidos
Heliciformes
Cyclostomido

LES COLOMINES

- CC 2: Melanopsis sp.
Planorbidos
Gasterópodos turriculados

STA. PERPETUA

- SP 2: Vidaliella gerundensis VIDAL
Gasterópodo X

VALLDEPERES

VP 14: Trochammina?Miliammina14c: Spirillina sp. (*)SaccaminidaePatellininae

Porcelanados primitivos

PONTILS

PO 41: Quinqueloculina sp.Clavulina parisiensis D'ORB.Pararotalia inermis LE CALVEZPararotalia armata (D'ORB.)Rotalia sp.Valvulina angulosa LE CALVEZValvulina limbata TERQUEMValvulina sp. aff. limbata TERQUEMValvulina sp.Nummulites sp.

VALLESPINOSA

VE 3: Valvulina solei FERRER (**)Valvulina angulosa LE CALVEZValvulina triedra LE CALVEZValvulina guillemei LE CALVEZValvulina pupa D'ORB.Clavulina parisiensis D'ORB.Clavulinoides pyramidataAlveolina fusiformis SOW.Alveolina fragilis HOTT.

Miliólidos

FAUNA DE LA FORMACION ORPI

MEDIOMA

- ME 15: Miliólidos
Rotalia sp.
Alveolina sp.
Alveolina (Glomalveolina) sp.
Orbitolites sp.
Valvulina sp.
- 14: Miliólidos
Textuláridos
Operculinoídes

CARME

- CA 03: Orbitolites gracilis LEHMANN
Operculina? sp.
- 04: Alveolina decipiens SCHWAGER
Orbitolites latimarginalis LEHMANN

SANT MAGÍ

- SM 18: Alveolina (Glomalveolina) lepidula (SCHWAGER)
Orbitolites sp.
Alveolina? sp.
Alveolina (Glomalveolina) sp.
Rotalia sp.
Valvulina sp.
Miliólidos
- 21: Alveolina (Glomalveolina) sp.
Alveolina sp.
Orbitolites sp.
Rotalia sp.
Valvulina sp.
Miliólidos
- 22: Alveolina dolioliformis (SCHWAGER)
Alveolina sp.
Rotalídeos
Miliólidos
Textuláridos
- 24: Alveolina decipiens SCHWAGER
Alveolina sp.
Alveolina (Glomalveolina) sp.
Orbitolites sp.
Valvulina sp.
Miliólidos
- 25: Orbitolites latimarginalis LEHMANN
Orbitolites sp.
Alveolina aff. moussolensis HOTT.
Alveolina (Glomalveolina) sp.
Rotalia sp.
Valvulina sp.
Miliólidos
Rotalídeo operculinoíde

- 26: Alveolina moussolensis HOTT.
Alveolina corbarica HOTT.
Alveolina decipiens SCHWAGER
Orbitolites sp.
Miliólidos
- 28: Alveolina corbarica HOTT.
Miliólidos
Rotólidos

CARRETERA A SANT MAGÍ

- SMG 00: Alveolina moussolensis HOTT.
Alveolina sp.
Orbitolites aff. latimarginalis LEHMANN
Orbitolites sp.
Valvulina sp.
Miliólidos
Textuláridos

PONTILS

- PO 102: Textuláridos
Miliólidos
Operculinoide
- 105: Miliólidos
Alveolina sp.
Textuláridos
- 109: Alveolina moussolensis HOTT.
Alveolina decipiens SCHWAGER
Alveolina (Glenalveolina) sp.
Orbitolites latimarginalis LEHMANN
Miliólidos
- 110: Alveolina corbarica HOTT.
Orbitolites latimarginalis LEHMANN
Valvulina triedra LE CALVEZ
Textuláridos
Miliólidos

VALLESPINOSA

- VE 06: Alveolina decipiens SCHWAGER
Alveolina moussolensis HOTT.

CORRAL DEL LLOP - LAS POBLAS

- LB 2: Alveolina globula HOTT.
Alveolina avellana HOTT.
Valvulina sp.
Alveolina (Glenalveolina) sp.
Orbitolites sp.
Textuláridos
Miliólidos
- LB 4: Alveolina ellipsoidalis SCHWAGER
Alveolina avellana HOTT.
Alveolina globula HOTT.
Orbitolites gracilis LEHMANN

PONTONS

- PT 13: Alveolina (Gleomalveolina) lepidula (SCHWAGER)
Alveolina delioliformis (SCHWAGER)
Orbitolites latimarginalis LEMANN
Miliólidos
- 18: Alveolina (Gleomalveolina) lepidula (SCHWAGER)
Rotalia sp.
Orbitolites sp.
Miliólidos
Textuláridos
- 21: Alveolina delioliformis (SCHWAGER)
Alveolina aff. ellipsoidalis SCHWAGER
Orbitolites latimarginalis LEMANN
Orbitolites gracilis LEMANN
Miliólidos
Textuláridos
Ostrácodos
- 22: Alveolina (Gleomalveolina) sp.
Rotalia sp.
Miliólidos
Textuláridos
Operculinoide
- 24: Alveolina (Gleomalveolina) sp.
Orbitolites sp.
Miliólidos
Textuláridos
- 25: Alveolina delioliformis (SCHWAGER)
Alveolina aff. moussolensis HOTT.
Orbitolites sp.
Rotalia sp.
Alveolina (Gleomalveolina) sp.
Miliólidos
Textuláridos
- 26: Alveolina (Gleomalveolina) lepidula (SCHWAGER)
Alveolina moussolensis HOTT.
Alveolina af. decipiens SCHWAGER
Orbitolites latimarginalis LEMANN
Miliólidos
Textuláridos
- 29: Alveolina moussolensis HOTT.
Alveolina corbarica HOTT.
Alveolina decipiens SCHWAGER
Textuláridos
Miliólidos
Rotálidos

VERTEBRADOSMAMIFEROS (*)PONTILS

- PO 20: Leptictido indeterminado
Protadelomys cfr. cartieri (STHELIN & SCHAUB)
 26: Adelomys nov.sp. aff. A. vaillanti (GERVAIS)

REPTILESPONTILS

- PO 20: Cocodrilidos
 Lacértidos
 21: Cocodrilidos
 23: Cocodrilidos
 26: Cocodrilidos
 Quelonios
 38: Cocodrilidos

SANT MAGÍ

- SM 54: Cocodrilidos

STA. MARIA MIRALLES

- MI 15: Cocodrilidos
 26: Cocodrilidos
 27: Cocodrilidos