



IGME

297

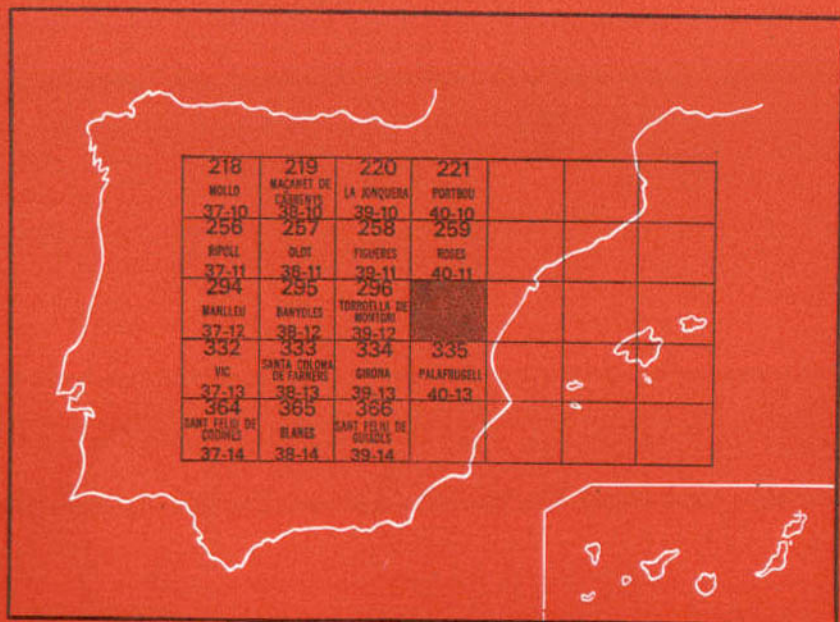
40-12

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

L'ESTARTIT

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

L'ESTARTIT

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por INYPSA con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los técnicos superiores siguientes:

En *Geología de Campo*: Isabel Clara Gállego Coiduras, Alfredo García de Domingo y Fabián López Olmedo, de INYPSA (Madrid), y Luis Pallí Buxó, de la Universidad Autónoma de Barcelona.

En *análisis sedimentológicos*: Juan Rosell Sanuy y Luis Pallí Buxó, de la Universidad Autónoma de Barcelona.

En *Paleontología: Micromamíferos*, José Gibert Clos, del Instituto Provincial de Paleontología de Sabadell; *Macropaleontología*, Carmen Llompert, de la Universidad Autónoma de Barcelona; *Micropaleontología*, Luis Granados.

En *análisis petrológicos*, Francisco Martínez, de la Universidad Autónoma de Barcelona.

Supervisión del IGME: Antonio Barnolas Cortinas.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 37.150 - 1983

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

La Hoja núm. 297 (L'Estartit) se encuentra ubicada en las estribaciones más orientales del Bajo Ampurdán. El Macizo del Montgrí abarca parte de la zona, separando geográficamente el Golfo de Rosas de las llanuras de inundación del Ter y de la Playa de Pals. Las islas Medas representan restos del macizo calcáreo que desaparece bajo el mar.

Desde el punto de vista geológico la característica dominante es la presencia de un macizo calcáreo, Jurásico-Cretácico, autóctono y en cuya base se observa la presencia de Triásico en «facies Keuper».

Estos materiales aparecen cobijando materiales paleógenos, que se encuentran enmascarados por depósitos cuaternarios procedentes de una denudación lateral o bien cubiertos por potentes depósitos del río Ter, que a veces han dejado individualizados afloramientos eocénicos que corroboran lo anteriormente expuesto. La acción marina fluvial y eólica imprimen un marcado carácter a toda la zona.

2 ANTECEDENTES

Sobre la Hoja de L'Estartit son escasos los datos existentes, ya que la mayoría de las referencias obedecen a trabajos de carácter regional o muy antiguos. Las mayores aportaciones al conocimiento de esta zona corresponden a los trabajos de SOLE SABARIS y SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1932) y posteriormente a otros de SOLE SABARIS (1933), referentes a la tectónica del Ampurdán, así como BATALLER (1937) y SOLE y LLOPIS (1939) sobre la terminación septentrional de la Cordillera Costero Catalana. La

publicación de los trabajos de ASHAUER y TEICHMULLER (1935) corroboran muchas de las ideas expuestas por los autores españoles acerca de la tectónica de la región. También son publicados trabajos acerca de la morfología de la cordillera por SOLE SABARIS (1940) que incrementan los conocimientos que sobre la región hasta la fecha se tenían.

La publicación de la Memoria y Hoja núm. 297 del IGME a escala 1:50.000 por SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1941), supone ya una gran aportación geológica sobre la zona, denunciándose la presencia de un vulcanismo de carácter puntual hasta entonces desconocido. SOLE, FONTBOTE, MASACHS y VIRGILI (1955) para zonas próximas estudian los afloramientos cretácicos e intentan fijar la edad de avance de la escama mesozoica del Montgrí. DONVILLE (1970) relaciona el vulcanismo con las distintas etapas de fracturación y movimientos durante el Neógeno en el Ampurdán, incluyendo un modelo tectónico para la región.

MARTINEZ GIL (1971) aporta numerosos datos tanto geológicos como hidrogeológicos y por medio de sondeos, en cortes interpretativos, da a conocer la naturaleza del basamento sobre la que se asienta la importante cobertera cuaternaria del río Ter. PALLI (1972) en su tesis doctoral describe en corte y columna, además del cabalgamiento del Montgrí, los pequeños afloramientos paleógenos que a forma de isleo afloran en la parte sur de la Hoja cerca de la Playa de Pals.

Las investigaciones petrolíferas llevadas a cabo ya en la década de los setenta han ayudado a una mejor interpretación estructural del macizo del Montgrí. La confección en los últimos años del Plan Gerona, así como los estudios faunísticos PEYBERNES y CALZADA (1977), han corroborado el conocimiento estratigráfico de la región junto a los de SOLE, L. (1978), sobre las lineaciones y fracturas en el Sistema Catalán según las imágenes Landsat-1 y en el que pone de manifiesto la relación de los accidentes con los distintos movimientos orogénicos.

3 ESTRATIGRAFIA

Los materiales aflorantes en la Hoja de L'Estartit corresponden en líneas generales, por una parte, a un conjunto carbonatado Jurásico-Cretácico con niveles arcillosos en la base (Triásico), y por otra, a sedimentos detríticos cuaternarios de génesis variada que imprimen un marcado carácter morfológico a la zona.

El Paleógeno aflora en la falda del Montgrí, bajo la serie alóctona y en forma de pequeños isleos en el borde sur de la Hoja. A continuación se exponen las características litoestratigráficas y cronoestratigráficas de estos depósitos.

3.1 TRIASICO

3.1.1 KEUPER

3.1.1.1 Arcillas versicolores con yesos (TG₃)

Son los materiales aflorantes más antiguos y tienen un origen alóctono. En Punta Guixera y Meda Gran así como en el barranco por donde discurre el camino a Torre Ponsa, aflora un conjunto arcilloso versicolor que contiene pequeños cristales de yeso y cuarzos bipiramidales, que por su litología y facies se atribuyen al Triásico Superior (Keuper).

Estos depósitos tienen su aparición de forma esporádica e irregular, estando condicionados a efectos tectónicos y no sedimentarios.

Son observables claramente en Punta Guixera junto a la carretera, con un espesor máximo de unos 12 m., así como en la Meda Gran, en el embarcadero, encontrándose por encima de los depósitos paleógenos y por debajo de una serie calco-dolomítica jurásica.

3.2 JURASICO

3.2.1 LIAS-DOGGER

3.2.1.1 Dolomías y calizas (J₁₋₂)

En la parte más oriental del macizo del Montgrí, junto a L'Estartit, por encima de los niveles arcillosos del Keuper, aflora una serie de dolomías de aspecto cavernoso, calizas fétidas y/o blancas con pequeños niveles margosos intercalados que contienen fauna de braquiópodos, pectínidos, etc.

En las proximidades de Torre Ponsa se han recogido belemnites, pectínidos, *Pentacrinus basaltiformis* MILLER, *Tetrarinychia? aff. tetraedra* SOW, *Lobothyris punctata* SOW, así como otra serie de braquiópodos que permiten datar a ese nivel como Toarciense; también se ha observado a lámina delgada la presencia de ostrácodos y charofitas.

La datación de este tramo calco-dolomítico está realizada en base a la fauna encontrada y a los antecedentes bibliográficos, aunque no se descarta la posibilidad de estar representando el Dogger en los tramos más superiores de Torre Ponsa, por correlación con las series del Prepirineo.

3.3 CRETACICO

Aparece representado en el macizo calcáreo del Montgrí. Se trata de una monótona y potente serie carbonatada constituida por calizas de estratifi-

cación de fina o gruesa y/o masiva, alternando con niveles margosos y calco-margosos.

En conjunto la serie es fosilífera y ha permitido la datación de las siguientes unidades litoestratigráficas, en base fundamentalmente a las microfácies.

3.3.1 NEOCOMIENSE

3.3.1.1 Calizas micríticas con algas y calizas bioclásticas (C₁₁₋₁₂)

Formado por un conjunto de calizas grises, masivas, que afloran en el sector de Roca Maura, dentro de la escama inferior del Montgrí.

Esta unidad fue descubierta por PEYBERNES y BILOTTE (1971) y su edad sería Berriasiense Superior a Valanginiense Inferior.

La potencia observable de este tramo es próxima a los 150 m.

3.3.2 ALBIENSE-CENOMANIENSE

3.3.2.1 Calizas oobioesparíticas amarillentas y calizas grises con orbitolinas alternando con niveles margosos a techo (C₁₆₋₂₁)

Corresponden estas características a casi la totalidad de los afloramientos del macizo del Montgrí (sector oriental) y estribaciones septentrionales (Cala Mongó).

Se trata de un conjunto carbonatado de calizas ocre y amarillentas en los niveles basales, bioesparíticos, con «herring bone bedding» cambiando lateralmente a calizas de aspecto algo noduloso. Hay niveles formados por calizas grises que contienen orbitolinas que han permitido su datación. Hacia el techo alternan niveles carbonatados con niveles margosos, no observándose la presencia de tramos cronoestratigráficos más altos.

3.3.3 CENOMANIENSE-SANTONIENSE

3.3.3.1 Alternancia de calizas con calizas margosas nodulosas y margas (C₂₁₋₂₄)

Se puede decir que esta unidad apenas aflora en la Hoja, a excepción de su parte más occidental. Se trata de una serie alternante con calizas y calizas margosas de aspecto noduloso con intercalaciones margosas. Los niveles basales contienen macrofauna.

En la base son frecuentes las calizas ocre (bioesparitas) con fragmentos de conchas y moluscos con estratificación de mediana a fina; hacia el techo

se intercalan margas nodulosas grises de color amarillento, alternando en la parte alta con calizas grises pelesparfíticas finamente estratificadas.

Tales características son observables en el frente de la escama, cerca de Torre Martí, en el camino que lleva a Sobrestany y atraviesa los campos de dunas.

3.3.4 SANTONIENSE

3.3.4.1 Calizas grises masivas, calizas ocreas y margas (C₂₄)

En la parte más alta del Montgrí (Santa Caterina) aflora una serie carbonatada en probable contacto tectónico con la serie infrayacente y de la que un pequeño retazo se observa en la parte occidental. Litológicamente, el tramo está constituido por calizas grises de aspecto masivo en la base y que en niveles superiores comienza a alternar con calizas margosas, que lateralmente pasan a margas nodulosas grises. A techo se encuentran calizas ocreas. El estudio de las microfácies permiten datar a todo el conjunto como Santoniense, obedeciendo a esta edad también los niveles más altos del frente cabalgante principal.

3.4 EOCENO SUPERIOR

Como anteriormente se ha expuesto, los afloramientos quedan restringidos a la parte basal del Montgrí, en su ladera meridional, y a pequeños afloramientos aislados en Mas Plá-Mas Pinell y Granja Coll.

La edad de estos depósitos es Eoceno-Oligoceno en general, encontrándose ausentes los depósitos neógenos de relleno, tan frecuentes en la Hoja de Torroella de Montgrí.

Desde el punto de vista litoestratigráfico se han distinguido dos unidades, cuyas características a continuación se exponen.

3.4.1 BIARRITZIENSE-PRIABONIENSE INFERIOR

3.4.1.1 Arcillas y limos gris azulados alternando con niveles de areniscas fosilíferas (T₂₂₋₂₃^{Ab2-Ac})

Aparece representado de forma discontinua en el borde sur de la Hoja. Se trata de una serie marina de color gris-azulada muy característica, constituida por arcillas, limos y areniscas a veces con *Nummulites*.

Presentan estructuras de «ripples» y «burrows» y «large scale cross bedding». También se observan bancos de ostreas. La microfauna (*Nummuli-*

tes aff. praefabianii), miliólidos y ostrácodos permite asignar a esta unidad una edad Biarriztiense Medio-Priaboniense Inferior.

Desde el punto de vista genético la interpretación del conjunto corresponde a un medio marino típico de plataforma continental, donde es frecuente la existencia de barras de «foreshore» y depósitos de «shoreface».

3.5 EOCENO SUPERIOR-OLIGOCENO

3.5.1 BIARRITZIENSE-OLIGOCENO

3.5.1.1 Arcillas rojas con niveles de conglomerados y areniscas grises

(T₂₋₃^{Ac-A})

Constituye esta unidad el tramo superior del Paleógeno de la región. Su litología es muy variable, condicionada por una parte a la instalación de un régimen continental y por otra a los movimientos orogénicos que tienen lugar en la región durante esos tiempos (emplazamiento del alóctono).

La litología que presenta esta unidad es la de un conjunto rojizo, carácter imprimido por las arcillas. Además, se observan niveles de areniscas y/o conglomerados de continuidad lateral limitada. Las areniscas son de grano grueso y los conglomerados de color gris, están formados por cantos poligénicos subredondeados. A veces se observan brechas y conglomerados calcáreos, cuya génesis puede estar en relación con los aportes y el emplazamiento de la escama.

Todo este conjunto ha sido englobado en una misma unidad, ya que la diferenciación a nivel cartográfico resulta difícil de precisar tanto por su heterogeneidad litológica como por la complejidad tectónica del área.

La edad de estos depósitos corresponde desde el Priaboniense hasta el Oligoceno, no pudiéndose delimitar más exactamente tanto por el carácter azoico de los niveles superiores, como por encontrarse el techo de esta formación erosionado. Resulta interesante destacar el hecho de haber sido localizadas en otras zonas fuera de la Hoja (San Pedro de Manresa y San Cugat de Gavadons), yacimientos de mamíferos en la base de la formación y que apuntan la edad anteriormente expuesta.

La serie en conjunto obedece a un medio continental fluvial, con frecuentes canales de conglomerados y zonas de encharcamiento, que denuncian la presencia de macizos emergidos, así como una tectónica de carácter álgido a nivel regional.

3.6 CUATERNARIO

3.6.1 PLEISTOCENO

Atendiendo a su génesis y edad se han distinguido los siguientes grupos:

3.6.1.1 **Cubetas de decalcificación (Q₁C₁₁)**

Entre los relieves calcáreos del macizo del Montgrí se desarrolla un abundante número de dolinas de tamaño considerable, en las que se acumulan arcillas de decalcificación «terra rosa» procedentes de alteración in situ de las calizas que constituyen el sustrato.

Para la formación de estos depósitos ha sido necesario un tipo de clima cálido con dos estaciones, una seca y cálida sucedida por otra húmeda. Las dolinas presentan además una cierta orientación coincidente con direcciones de fracturación que las han condicionado, correspondiendo pues la génesis a la acción combinada de los dos procesos: el climático y el tectónico.

3.6.1.2 **Derrubios de ladera (Q₁L)**

Desde Ulla, en la Hoja contigua, hasta L'Estartit y en la falda meridional del Montgrí, se extiende una formación superficial de arcillas y limos ocres, que contienen irregularmente cantos angulosos de caliza cretácica y del paleógeno.

A veces se observa la no continuidad de estos depósitos, así como la presencia de delgados niveles carbonatados, por lo que es posible pensar en antiguos depósitos tipo glacis retocados posteriormente por la erosión.

Actualmente se pueden interpretar como depósitos tipo piedemonte.

3.6.1.3 **Depósitos deltaicos (Q₁DI)**

Se sitúan en la mitad inferior de la Hoja, quedando limitados entre áreas de marismas. Constituyen el límite meridional del delta ampurdanés, que en su día formaron los ríos Fluviá y Ter.

Se trata, por tanto, de una formación de origen deltaico, constituida por limos y fangos arenosos con intercalaciones lenticulares de arenas y gravas.

Ocupan estos depósitos áreas topográficamente situadas por debajo de los 18 m., aunque remontándose a los cauces fluviales de los ríos que actualmente desembocan en la llanura deltaica se encuentran materiales deltaicos hasta una cota de 25 m., cota que pone límite a zonas de delta, actualmente emergidas por haber sido ganadas al mar.

La potencia de estos depósitos es bastante considerable; la existencia de sondeos mecánicos realizados en ellos hasta 20 m. de profundidad han cortado fangos arenosos oscuros, y por la interpretación de sondeos eléctricos puede pensarse en la presencia del zócalo a unos 60 m. de profundidad, aunque en puntos como Mas Pinell sea sensiblemente menor.

3.6.2 HOLOCENO

Ocupan aproximadamente la misma proporción superficial que el cuaternario antiguo, presentando mayor variedad de medios generadores.

3.6.2.1 Depósitos de marisma (Q_2M_a)

Generalmente se desarrollan según franjas irregulares paralelas a la línea de costa.

Son depósitos de fondos salobres, de tonos oscuros constituidos por fangos, limos y arenas, en las que se alternan los períodos de dominio marino y continental. Actualmente son zonas encharcadas con vegetación.

3.6.2.2 Meandros abandonados (Q_2M)

Se trata de un antiguo brazo del Ter cuya trayectoria cerca de la desembocadura describe una fuerte curva hasta llegar a las proximidades de Estartit.

Esta zona, a la que se le conoce con el nombre de Ter Vell, debe interpretarse como una reciente desembocadura del Ter en la que hoy día se distingue un abanico de depósitos arenosos cuyo eje queda constituido por un cordón de gravas finas. MARTINEZ GIL (1972).

Queda relleno por finos depósitos de colmatación (limos y arcillas) retrabajados posteriormente por el hombre y transformados en campos de labor.

3.6.2.3 Dunas fijas (Q_2D_1)

Adquieren considerables dimensiones, sobre todo las que se encuentran sobre el macizo del Montgrí.

De ellas, la más importante es la que alcanza Can Horta de Reixach, que logró desplazarse hasta ahí, remontando todo el macizo del Montgrí. En la Memoria geológica de la Hoja de L'Estartit de 1941, se reflejan datos referentes a esta duna; se observó que el avance medio anual era de 5 m., deduciendo asimismo que había adelantado lateralmente la terminación de la duna unos 2 m. año en el último tiempo, hasta que comenzaron las labores de fijación en el año 1903.

Los resultados de análisis de laboratorio efectuados tanto en estas dunas como en las que se encuentran entre la Escala y Cala Mongó ponen de manifiesto la presencia de cuarzo, feldespato, biotita y fragmentos de rocas metamórficas como componentes principales de estas arenas.

El desplazamiento está condicionado por la Tramontana, viento de componente N, con ligeras variaciones NE-SO, muy violento en la zona en determinadas épocas del año.

Son arenas de grano medio a fino, bien seleccionadas, con granos sub-redondeados eolizados.

3.6.2.4 Dunas sin fijar (Q₂D₂)

Se disponen a modo de cordones litorales a lo largo de la playa de Pals. Corresponden a un estadio anterior de las dunas fijas, y lo mismo que ellas poseen las mismas fuentes de origen y mecanismo generador.

El carácter selectivo del viento se traduce en que la arena es siempre de grano fino y muy bien clasificada.

3.6.2.5 Playas (Q₂D)

Se limitan estos depósitos a los de la playa de Pals y Cala Mongó.

En general se trata de costas bajas, rectilíneas, con cordones de dunas litorales, que solamente se ven interrumpidas por fuertes acantilados en el macizo del Montgrí.

Petrológicamente se presentan como arenas finas con restos de conchas y localmente gravas sueltas, adquiriendo gran desarrollo longitudinal en la parte sur-oriental de la Hoja, en la llamada Playa de Pals. La anchura de estos depósitos es aproximadamente de unos 80 m.

3.6.2.6 Aluvial actual o subactual (Q₂Al)

Queda restringido al actual curso del Ter con abundancia de barras y «crevasse splay» como corresponde a una zona con predominio de sedimentación y muy baja energía por encontrarse el río en su desembocadura.

4 PETROLOGIA

4.1 ROCAS VOLCANICAS

En la cartografía, las rocas efusivas quedan reducidas a un pequeño afloramiento basáltico tipo neck, desmontado por la erosión, existente en la carretera de Torroella a L'Estartit junto a Can Galera. Esta pequeña mancha, de dimensiones reducidas, parece estar relacionada con una falla que con dirección N 150° E divide el macizo del Montgrí en dos sectores geográficos claramente diferenciables.

La presencia de rocas efusivas en este área fue señalada por SAN MIGUEL DE LA CAMARA y L. SOLE SABARIS (1941), quienes citan este afloramiento y dan una descripción de estos materiales, así como de sus características petrográficas.

Desde el punto de vista litológico corresponde a características de rocas tipo basalto con olivino. Son de color oscuro y presentan vacuolas con relleno de calcita.

La edad de esta emisión resulta algo difícil de precisar, si bien estos materiales son coetáneos con las emisiones vecinas del macizo de Las Gavarres y del Bajo Ampurdán. En base a estos criterios y a las observaciones de campo se puede decir que parece corresponder a un vulcanismo neógeno (Mioceno), asociado a una fase tectónica distensiva de carácter regional.

5 TECTONICA

5.1 TECTONICA ALPINA

La estructura y evolución de la zona de L'Estartit aparece completamente ligada a la de la Hoja de Tororella de Montgrí, por lo que para una mejor comprensión, tanto de la geometría de las deformaciones como de la historia tectónica, es necesario hacer referencia a unidades y/o zonas definidas a nivel regional.

La principal discontinuidad presente en la Hoja es la cobijadura de la serie carbonatada Jurásico-Cretácico sobre los depósitos del Paleógeno aflorantes en la falda del Montgrí.

La tectónica alpina condicionó mediante fracturación y plegamiento las unidades geológicas actualmente observables. La geometría y disposición estructural de las distintas unidades obedece a la acción dinámica y sucesiva en el tiempo de los siguientes procesos.

- Etapa compresiva inicial con neoformación y reactivación de grandes fracturas hercínicas.
- Emplazamiento en distintas etapas o fases, del alóctono del Montgrí procedente del norte (Pirineo Oriental).
- Etapa de compresión-distensión con la creación del graven del Ampurdán.
- Etapa distensiva miocena con vulcanismo asociado.
- Basculamiento a nivel regional.

La dirección general de fracturación en la Hoja es la NO-SE. Se trata de grandes fracturas, algunas de cuya traza se prolonga hasta el Pirineo. Conjugadas con esta dirección aparecen, aunque en menor proporción, fallas de dirección NE-SO.

Los pliegues son raros y sólo en la parte norte de la Hoja se observa

la presencia de un sinclinal de dirección NO-SE, inflexionado hasta llegar a adoptar casi una posición E-O.

Un análisis de conjunto de las trazas de falla y fracturas permite observar direcciones N 160° E y N 135° E.

El frente de cabalgamiento del Montgrí en esta Hoja tiene dirección general E-O y se ve en algunos puntos desplazado por fracturas de direcciones antes citadas. En la parte más oriental el frente se inflexiona adoptando un rumbo NO-SE, desapareciendo bajo el mar y poniéndose otra vez de manifiesto en la Isla Meda Gran, donde es observable bajo los depósitos arcillo-yesíferos del Keuper, parte de la serie paleógena.

Datos proporcionados por sismica submarina hablan de la existencia de una falla de dirección N 160° E y 8 km. de longitud que delimitaría y condicionaría el trazado rectilíneo de la costa, que en la Hoja se observa desde Punta Grosa en Cala Mongó hasta la parte más occidental de las Medas.

El emplazamiento de esta unidad procedente del norte, corresponde a distintas etapas en el tiempo, ya que su disposición estructural, tanto en superficie como en profundidad no resulta tan sencilla como aparentemente parece. Debe tratarse de un complejo sistema de escamas que complican aún más la estructura deducida de las interpretaciones superficiales.

Favorece este tipo de tectónica la presencia, en la superficie de deslizamiento, de una formación plástica, incompetente (Keuper) que localmente aflora en distintas zonas de la Hoja (Punta Guixera, Torre Ponsa, Medas, etc.) y que ha sido corroborado por los sondeos realizados en la zona.

5.2 EDAD DE LAS DEFORMACIONES

Se desconoce por falta de datos la evolución tectónica de la zona durante el Mesozoico, si bien en áreas próximas y relacionadas (hercínico de Las Gavarres) existió una cierta actividad con relleno de fracturas y emplazamiento de diques y pitones durante el Triásico y quizá Jurásico (fase Neocimérica).

Es un hecho que la tectónica condicionó la cuenca prepaleógena y es a finales del Eoceno cuando tienen lugar los primeros movimientos correspondientes a una etapa compresiva efímera, aunque anteriormente los cambios paleogeográficos debieron estar relacionados con movimientos en el Pirineo.

La primera deformación (fase Pirenaica) motivó la fracturación (neoformación y reactivación de fracturas) de dirección fundamental NO-SE. No obstante, la fase álgida de la deformación debió corresponder a movimientos intraoligocenos (fase Sávica) que darían lugar por una parte a la creación incipiente del horst de Las Gavarres y graven ampurdanés, y por otra, la más importante, al emplazamiento del alóctono del Montgrí.

Probablemente los movimientos finioligocenos (fase Staírica) debieron

configurar definitivamente la cuenca pre-miocena, derivándose una cierta estabilidad hasta el Mioceno (fase Rodánica) que es cuando de nuevo, con un vulcanismo asociado, se produce la fragmentación en bloques y se configura el horst hercínico-paleógeno y el graben ampurdanés. Aparece, como ya se ha citado, un vulcanismo de tipo basáltico en zonas de fracturas importantes y queda definido en parte la Depresión del Ampurdán tras la etapa distensiva final.

La reactivación de fallas eocénicas durante el Mioceno Superior es un hecho demostrado tanto en esta zona como a nivel regional. La actividad de algunas de ellas durante el Plioceno debió continuar, favoreciéndose así la subsidencia de la cuenca neógena próxima al macizo del Montgrí. A finales del Plioceno o quizá principios del Cuaternario debió de tener lugar un movimiento de gran radio y/o de basculamiento, deformación que se detecta en la serie neógena y a nivel regional. Durante el Cuaternario la zona en concreto no debió experimentar movimientos importantes de reajuste, que puedan ser apreciados.

6 HISTORIA GEOLOGICA

Se puede decir que la morfología de la cuenca prepaleógena estuvo impuesta por las características tectónicas anteriores al comienzo de la sedimentación. En la parte oriental, donde actualmente está el Mediterráneo, debía existir un macizo emergido, en vías de levantamiento capaz de suministrar aportes, constituyendo además el límite oriental de la cuenca estudiada, mientras que el borde sur vendría dado por el actual macizo de Las Gavarres. Hacia el oeste la cuenca se abriría y el norte comunicaría con el surco pirenaico.

La sedimentación paleógena comienza en el Paleoceno-Eoceno (Ypresien-se) con la instalación de un medio continental de alta energía, tipo «Alluvial-fan», dando lugar a unos depósitos rojizos de conglomerados y areniscas y cuya distribución geométrica y litológica obedece a la de un medio fluvio-torrencial, de corrientes tractivas rápidas capaz de depositar gran cantidad de carga en poco tiempo y de corto transporte, como lo denuncia la composición de los clastos de los niveles conglomeráticos, observándose no obstante un predominio de cantos graníticos y arcosas hacia la parte alta de esta unidad, lo que corrobora la idea de proximidad del área madre. En el Luteciense existe un cambio en las condiciones de sedimentación, instalándose un régimen marino de plataforma donde precipitan carbonatos. La presencia de abundante fauna (miliólidos, alveolinas y *Nummulites*), así como de oolitos en la base, supone un medio de alta energía en un principio y fondos protegidos por barras de «foreshore» para el resto de la sedimen-

tación, corroborando esta hipótesis la presencia de «large scale cross bedding» planar unidireccional. Hacia el este se observa una disminución en espesor de las calizas.

Posteriormente y a finales del Luteciense y principios del Biarritziense existe un aporte de detríticos, dando lugar a margas o arcillas alternando incluso con los primeros, formándose también delgados niveles bioclásticos. El desarrollo de barras «foreshore» y bancos de ostreas es muy frecuente, coincidiendo entonces con un mayor aporte de detríticos que va a motivar un nuevo cambio en las condiciones del medio, depositándose una potente serie de areniscas tipo arcosa procedentes del Este (golfo del Ampurdán) como denuncia el estudio de los paleocorrientes. La geometría y el tipo de facies indican un medio deltaico, correspondiendo las areniscas al «delta front» PALLI, ROSELL y OBRADOR (1972).

El régimen deltaico instalado en la región evoluciona durante el Biarritziense Superior a un medio marino, donde tiene lugar una sedimentación margosa alternando con aportes detríticos e incluso con indentaciones que señalan claramente un aporte continental tipo «delta fan» con ciclos «braided» torrenciales alternando con ciclos deposicionales tipo playa, lo que indica una proximidad del continente.

A finales del Biarritziense comienza a manifestarse una influencia claramente continental, depositándose una serie roja de carácter detrítico formada por arcillas rojas, areniscas y conglomerados grises que si bien en algunas zonas el cambio es gradual, en otras se forman pequeñas colonias coralinas con sedimentación de delgados niveles carbonatados de carácter discontinuo, pasándose de manera gradual a la formación continental de carácter fluvial, que continúa hasta finales del Eoceno.

A comienzos del Oligoceno las condiciones se mantienen y es cuando comienza la deformación en distintas fases (plegamiento y fracturación) de la serie paleógena. El paso de medio marino a continental está sin duda relacionado con el inicio de movimientos en el Pirineo, que motivarían tales cambios. La fase álgida de la deformación parece corresponder a movimientos intra-oligocenos, en los que tendría lugar el emplazamiento definitivo del alóctono del Montgrí, procedente del Norte (Pirineo Oriental), que se comportaba además como macizo productor de clastos para la parte norte de la zona, como se deduce del análisis de las paleocorrientes de los niveles conglomeráticos y areniscosos existentes por debajo de la escama.

Todo esto motiva en la zona, por una parte, la reactivación de antiguas fracturas hercínicas, y por otra, neoformación de discontinuidades de dirección NO-SE, así como una complejidad geométrica de la deformación y una nueva disposición geográfica una vez alcanzada la estabilidad tectónica.

En el Neógeno y a comienzos del Mioceno tiene lugar una nueva etapa compresiva, seguida de distensiva, que condiciona la depresión del Ampurdán. Esta nueva etapa tiene carácter regional y condiciona también la cono-

cida depresión del Vallés. Estos movimientos de compresión-distensión dan lugar a la formación del graven del Ampurdán y el Horst de Las Gavarres. Paralelamente a la etapa distensiva y como consecuencia comienza a manifestarse a favor de las discontinuidades una serie de emisiones volcánicas de tipo basáltico en diferentes puntos y en general en relación con las zonas más fracturadas (proximidades al macizo de Las Gavarres). Todas estas emisiones son frecuentes, bien en forma de coladas o con carácter puntual en forma de pitones (neck) o diques.

Es en el Mioceno Superior (Vallesiense-Turolense) cuando se instala en la depresión del Ampurdán un régimen continental, probablemente ya iniciado antes, tipo «alluvial fan» con canales rellenos por ciclos «braided», dando lugar a una potente serie de relleno en la actual depresión. Durante el Plioceno tuvo lugar una deposición de materiales marinos en el borde oriental de la depresión del Ampurdán con formación de «delta fan», en cuyo frente se forman «nearshore» de carácter arenoso. Posteriormente y a finales ya del Plioceno o comienzos del Cuaternario (Villafranchense) se produce un movimiento de basculamiento para el este con carácter regional y de reajuste que motiva la instalación de una red fluvial, así como la iniciación de una serie de procesos que continuarán durante el Cuaternario.

Las condiciones climáticas, el relieve existente y la diferente litología condiciona el modelado actual. Resulta interesante destacar el carácter deltaico que durante el Holoceno y quizá parte del Pleistoceno debió comportar el curso del Ter, que dio lugar a la formación de vastas llanuras aluviales hoy observables y cuyos límites se salen fuera de la Hoja de estudio.

7 GEOLOGIA ECONOMICA

7.1 MINERIA Y CANTERAS

Sólo los materiales canterables son objeto de explotación en esta zona, observándose producción, tanto de áridos naturales como de trituración.

La explotación de áridos naturales son muy frecuentes en los aluviales del río Ter. Asimismo se han observado explotaciones en arenas de origen eólico en la zona de L'Estartit.

Los áridos de trituración objeto de explotación se centran en la zona del Montgrí, en las calizas cretácicas, como sucede en las cercanías de Estartit y en la zona de Cala Mongó.

7.2 HIDROGEOLOGIA

La Hoja estudiada se encuentra dentro de la cuenca hidrográfica del río Ter.

Se describen a continuación las características hidrogeológicas de los distintos depósitos aflorantes en la Hoja.

Los materiales calcáreos cretácicos que constituyen el macizo del Montgrí, se encuentran diaclasados y carstificados, dando lugar a la formación de grietas y oquedades, que originan acuíferos de alta transmisividad.

Es de destacar, con vistas a la explotación hidrogeológica de estas calizas, el amplio margen de la superficie de interfase agua dulce-agua salada, debido por una parte a la proximidad del mar, como lo demuestra el elevado contenido en sales que las aguas extraídas poseen, y por otra a la presencia de niveles salinos yesíferos del Keuper existentes por debajo de la cobertera calcárea.

Los materiales eocenos no presentan ningún interés desde el punto de vista hidrogeológico, debido fundamentalmente a su naturaleza y al grado de fracturación y heterogeneidad litológica.

Los acuíferos más importantes se desarrollan en los materiales cuaternarios, fundamentalmente en los aluviales de las principales arterias fluviales y la llanura deltaica. Estas zonas aluvionares constituyen acuíferos superficiales, de los que se puede llegar a obtener grandes caudales.

La estructura hidrogeológica de los depósitos deltaicos puede ser muy semejante a los de los deltas de los ríos Besós y Llobregat (Barcelona), es decir, se trataría de un conjunto detrítico en el que se albergan dos acuíferos principales, separados entre sí por unos depósitos fango-arenosos que en algunos puntos dan lugar a acuíferos poco importantes.

8 BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A. (1954).—«Las investigaciones petrolíferas en la vertiente surpirenaica». *Pirineos*, t. X, núms. 31-32, pp. 239-252, 2 láms. Zaragoza.
- (1958).—«La vertiente surpirenaica desde el punto de vista de la investigación petrolífera». *Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 50, fasc. primero, pp. 241-281. Madrid.
- ALMELA, A., y RIOS, J. M. (1943).—«Contribución al conocimiento de la zona subpirenaica catalana. 2.ª parte: Las edades de los yesos del Eoceno catalán y algunas observaciones sobre la estratigrafía del mismo». *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, t. 56, pp. 391-451. Madrid.
- ASTRE, J. (1965).—«Plissements et signification de L'Eocene dans la Vallée du Ter». *Bull. Soc. d'Hist. Nat. de Toulouse*, t. LXV, pp. 521-525.
- ASHAUER, H., y TEICHMÜLLER, R. (1935).—«Die variscische und alpidische seirgsbildung Kataloniens». «Beitrage zur Geologie der westlichen Mediterran Sebeite». Berlín. Trad. en *Publ. Extr. sobre Geologia de España*. C. S. I. C., 1946, t. III, pp. 7-102.

- BATALLER, J. R. (1923).—«Assais bibliografic de la Geologia de Girona». *But. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XXV, pp. 262. Madrid.
- CALDERON, S.; FERNANDEZ NAVARRO, L., y CAZURRO, M. (1907).—«Formaciones volcánicas de la provincia de Gerona». *Mem. R. Soc. Esp. His. Nat.*, IV, pp. 160-489.
- CARANDELL, J. (1942-43).—«El Bajo Ampurdán. Ensayo Geográfico». *Bol. Univ. Granada*, núm. 71-72, p. 183. Granada.
- CARBONELL, G.; DONVILLE, B., y MAGNE, J. (1974).—«Le Neogène marin de l'Ampurdán (NE de l'Espagne)». *B. S. G. F.*, t. XVI, núm. 1, pp. 50-57.
- CLAVELL, E.; DEFALQUE, G., y REGUANT, S. (1970).—«La situación estratigráfica de las margas de Banyoles (Almela y Ríos, 1943)». *Act. Geol. Hisp.*, t. V, núm. 4, pp. 94-96. Barcelona.
- COMPTE, A. (1963).—«El Alto Ampurdán». Publ. CSIC, *Pirineos*, núms. 67-74. Zaragoza.
- CHEVALIER, M. (1927).—«Contribution à l'étude du volcanisme de Catalogne». *C. Rend. du XIV Congrès Géologique International*, t. IV, p. 42. Madrid.
- CHIA, M. (1879).—«Apuntes geológicos sobre los terrenos terciarios medio y superior del Bajo Ampurdán». *Rev. de Gerona*, t. IV, p. 342, Gerona.
- DONVILLE, H. (1921).—«Les mouvements alpins et pyrénéens pendant l'Eocène». *Bull. Soc. Geol. France*, C. R. S., pp. 42-45.
- (1973).—«Ages potassium-argon des vulcanites du Haut-Ampurdan, Implications stratigraphiques». *C. R. Acad. Sci.*, núm. 275, pp. 2497-2500. París.
- DONVILLE, B. (1976).—«Géologie néogène de la Catalogne orientale». *Bull. B. R. G. M.*, núm. 3, Set. IV, pp. 177-210.
- FAURA y SANS, A. (1920).—«Hidrología fluvial i soterrània del Baix Empordà». *Agricultura*, any IV, pp. 91-96, Barcelona.
- FERRER, J. (1967).—«Le Paleogène et l'Eocène des cordillères côtières de la Catalogne (Espagne)». *Ecol. Geol. Helveticae*, vol. 60, núm. 2, pp. 557-579. Basilea.
- (1971).—«El Paleoceno y Eoceno del borde suboriental de la depresión del Ebro (Cataluña)». *Mem. Suisses de Paléontologie*, vol. 90, p. 70. Basel.
- FONTBOTE, J. M.; MASSACHS, V., y SOLE SABARIS, L. (1954).—«Estudio geológico del permiso de investigación de hidrocarburos Pensylvania». *Lab. Geog. Física*, Fac. Cienc. Univ. Barcelona.
- FONTBOTE, J. M., y GUITARD, C. (1958).—«Aperçus sur la tectonique cassante de la zone axiale des Pyrénées orientales, entre les bassins de la Cerdagne et de l'Ampurdan-Rousillón». *Bull. de la Soc. Geol. de France*, 6.^e serie, VIII, pp. 884-890.
- GICH, M.; ROSSELL, J.; REGUANT, S., y CLAVELL, E. (1967).—«Estratigrafía del Paleogeno de la zona de tránsito entre la Cordillera Prelitoral Catalana y el Prepirineo». *Act. Geol. Hisp.*, t. II, núm. 1, pp. 13-18. Barcelona.

- GICH, M. (1969).—«Las unidades litoestratigráficas del Eoceno Prepirenaico del Ripollés Oriental». *Act. Geol. Hisp.*, t. IV, núm. 1, pp. 5-8. Barcelona.
- GOT, H. (1973).—«Etude des correlations tectonique. Sedimentación au cours de l'histoire quaternaire du precontinent pyreneo-catalán». *Thèse. Univ. Sci. tech. Languedoc*, p. 294. Montpellier.
- GOTTIS, M., y KROMM, F. (1968).—«Influence des variations de facies de l'Eocene de la región de Oia (prov. Gerone, Espagne) sur le style tectonique». *C. R. S. Soc. Geol. de France*, fasc. 3, seance 4. Paris.
- GOURINARD, Y. (1971).—«Determination cartographique et geophysique de la position des failles bordières du fosé néogène de Cerdagne». *C. R. 96.º Congr. Soc. Sav. Toulouse*.
- GUARDIA, P. (1964).—«Volcans tertiaires et quaternaires de la province de Gerona et paléomagnetisme de leurs coulées». *Rev. Geol. Phys. et Géog.*, Dyn, 2.º serie, vol. VI, pp. 201-210. Paris.
- GUERIN-DESJARDIN, B., et LATREILLE, M. (1962).—«Estudio geológico de los Pirineos españoles entre los ríos Segre y Llobregat». *Bol. Inst. Geol. y Min. Esp.*, t. LXXIII. Madrid.
- HABERT, M. (1966).—«Contribution à l'étude de la faune de Foraminifères de Ciurana et de Vilacolum (Ampurdan, Espagne)». *D. E. S. Nantes*.
- IGME (1972).—«Mapa Geológico de España 1:200.000. Hoja núm. 35, Barcelona».
- (1974).—«Mapa Geológico a 1:50.000. Hoja núm. 296, Torroella de Montgrí». Plan Gerona. Inédito.
- (1974).—«Mapa Geológico a 1:50.000. Hoja núm. 297, Estartit». Plan Gerona. Inédito.
- JULIA BRUGES, R., y VILLALTA, J. F. (1974).—«El Ampurdán». *Coloquio Inter. Bioestra. Cont. del Neog. Sup. y Cuater. Infer.*, Guía 28.9.
- KROMM, F. (1966).—«La sedimentation éocène entre la zone prepyrénéenne et la Cordillere prelitorale catalane». *Act. Soc. Lin. Bordeaux*, t. CIII, ser. B, núm. 1, p. 2. Bordeaux.
- (1966).—«L'âge et les conditions de sedimentation des couches rouges de l'Eocene terminal entre l'Ampurdan et le Rio Ter». *Act. Soc. Lin. Bordeaux*, t. CIII, ser. B, núm. 9, p. 18.
- (1967).—«Caracteres geologiques principaux de la region d'Olot-Besalu». *Act. Soc. Lin. Bordeaux*, t. CIV, núm. 17, p. 18.
- (1967 b).—«Stratigraphie résumée de l'Eocène du versant sud des Pyrénées-Orientales et de la zone prepyrénéenne». *C. R. S. G. F.*, fasc. 7, p. 224.
- (1968).—«Stratigraphie comparée des formations éocènes du revers sud des Pyrénées et de la Cordillere prelitorale catalane». *Act. Soc. Lin. Bordeaux*, t. CV, ser. B, núm. 2, p. 10.
- (1968).—«Repartition des facies et âge des formations "ilardiennes" de Catalogne orientale». *Mem. B. R. G. M.*, Colloque sur l'Eocene, t. III. Paris.

- (1968).—«Notice explicative d'une carte a 1/100.000 des formations éocènes de la zone prepyreneenne (provinces de Barcelone et de Gerone, Espagne)». *Act. Soc. Lin. Bordeaux*, t. 105, Serie B, núm. 8, p. 7. Bordeaux.
- (1969).—«Resultats d'une etude geodynamique en Catalogne oriental: chronologie des deformations. Paleogeographie à L'Eocene». *Act. Soc. Lin. de Bordeaux*, t. 106, núm. 3, p. 12. Bordeaux.
- LLOPIS, N. (1941-42).—«Sobre la geología de la Garrotxa y la estructura del borde occidental del Ampurdán». *Ann. Univ. Barcelona*. Barcelona.
- (1947).—«Contribución al conocimiento de la morfoestructura de las catalanides». Vol. 1, p. 372, *edit. CSIC*. Barcelona.
- MACAU, F. (1965).—«Informe geológico acerca del estudio de los recursos hidráulicos de la Costa Brava: zona del macizo montañoso comprendido entre l'Estartit y l'Escala (provincia de Gerona)». *S. G. del M. O. P.*, vol. 23.
- MARCET RIBA, J. (1930).—«Las terrazas del nordeste de España». *Mem. R. Acad. Cienc. y Art.*, vol. XXII. Barcelona.
- (1947).—«Rocas eruptivas de las Gabarras y de la zona adyacente de la Costa Brava Catalana». *Trabj. Us. C. Nat. Barcelona*, vol. 1, núm. 1. Barcelona.
- (1948).—«Edad geológica de los períodos eruptivos de Las Gabarras y de la Costa Catalana». *Mem. R. A. C. Art. Barcelona*, vol. XXIX, núm. 13. Barcelona.
- (1949).—«Períodos eruptivos de la provincia de Gerona (Gavarres y Empordá)». *Est. Geol.*, núm. 9, pp. 189-203. Madrid.
- MARCET RIBA, J., y SOLE, L. (1949).—«Memoria explicativa y mapa geológico 1:50.000. Hoja núm. 334 (Gerona)». *IGME*.
- MARCET RIBA, J. (1954).—«Estudio estratigráfico del Eoceno de Esclanya (Baix Empordá, Gerona)». *R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, tomo homenaje a Hernández Pacheco. Madrid.
- (1955).—«Síntesis petrográfica y estratigráfica del Eoceno de la zona Palafrugell-Esclanya-Regencós». *C. S. I. C. Anales del I. E. G.*, vol. X, Gerona.
- (1956 b).—«Sucesión estratigráfica y fósiles del Eoceno de la zona de Palafrugell-Esclanya-Regencós (Baix Empordá)». *Not. y Com. I. G. M. E.*, número 42. Madrid.
- MARTINELL, J., y VILLALTA, J. (1978).—«Nuevas aportaciones al conocimiento de las formaciones pliocénicas de l'Alt Empordá (Girona)». *Act. Geol. Hisp.*, t. XIII, núm. 1.
- MARTINEZ GIL, F. J. (1972).—«Estudio hidrogeológico del Bajo Ampurdán (Gerona)». *Memoria del IGME*, t. 84, Madrid.
- MICHAUX, J. (1971).—«Arvicoli (Rodentia) du Pliocène terminal et du Quaternaire ancien de France et d'Espagne». *Palaeovertebrata*, núm. 4, pp. 137-214. Montpellier

- OBRADOR, A.; PALLI, L.; ROSELL, J., y TRILLA, J. (1971).—«Morfología de la costa baja en la provincia de Gerona». *Rev. de Gerona*, núm. 55, pp. 29-36. Gerona.
- PALLI, L. (1972).—«Estratigrafía del Paleógeno del Empordá y zonas limítrofes». *Publ. de Geol. Univ. Aut. Barcelona*, núm. 1, p. 338, Barcelona.
- PALLI, L.; ROSELL, J., y OBRADOR, A. (1972).—«Interpretación sedimentológica y paleogeográfica del nivel de areniscas eocénicas de Sarrià de Ter». *Acta Geol. Hisp., C. S. I. C.*, año VII, núm. 4, pp. 109-112, Barcelona.
- PALLI, L. (1976).—«Morfología de las terrazas del Ter en Girona». *Anales de la Sección de Cienc. del Coloquio Universitario de Gerona*, año I, número 1, Gerona.
- PEYBERNES, B. M. (1972).—«Donnés stratigraphiques et tectoniques. Massif Montgrí». *Bull. de la Soc. Hist. Nat. de Toulouse*, t. 107, núm. 3. Toulouse.
- PEYBERNES, B., y CALZADA, S. (1977).—«Braquiópodos albienses del Macizo de Montgrí (Gerona)». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXVIII-IV. Madrid.
- REGUANT, S. (1967).—«El Eoceno marino de Vic (Barcelona)». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. LXVIII, Madrid.
- RIBERA FAIG, J. M. (1945).—«Sobre el Plioceno Continental del Alto Ampurdán». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XLIII, pp. 41-64. Madrid.
- RIOS, J. M., y MASACHS, V. (1953).—«Hoja 295 (Bañolas)». Mapa Geol. de España. E. 1:50.000. IGME.
- ROSELL, J., et ROBLES, S. (1975).—«Le Paléogène marin de la Catalogne». *B. S. G. F.*, t. XVII, núm. 2, pp. 195-198.
- SAN MIGUEL, M., y MARCET RIBA, J. (1926).—«Región volcánica gerundense». *Cong. Geol. Inst. Madrid*.
- SAN MIGUEL, M., y SOLE, L. (1932).—«Nota geológica sobre el macizo cretácico de Torroella de Montgrí». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXXII, pp. 243-260. Madrid.
- (1933).—«Geología del Macizo de Montgrí». *Bull. Inst. Catal. de Hist. Nat.*, vol. XXXIII, núms. 1 y 3. Barcelona.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1941).—«Hoja núm. 297 (Estartit)». Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. IGME.
- SCHRIEL, W. (1942).—«Constitución Geológica de la Cadena Costero Catalana entre la desembocadura del Ebro y el Ampurdán». *Pub. Ext. Geol. Esp.*, CSIC, núm. 1. Madrid.
- SOLE SABARIS, L. (1933).—«La geologia dels voltants de Figueres i la tectónica de l'Empordá». *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XXXIII, pp. 250-257. Barcelona.
- (1942).—«Fauna coralina del Eoceno catalán». *Mem. R. Acad. Cienc. Art. de Barcelona*, 3.ª época, t. 26, núm. 9. Barcelona.
- (1948).—«Observaciones sobre el Plioceno de la comarca de la Selva (Gerona)». *Est. Geol.*, núm. 8, pp. 287-307. Barcelona.

- SOLE SABARIS, L., y MARCET RIBA, J. (1949).—«Hoja núm. 334 (Gerona)». Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. IGME.
- SOLE, L.; FONTBOTE, J.; MASACHS, V., y VIRGILI, C. (1955).—«Continuidad de las escamas de corrimiento del Ampurdán entre Figueras y el macizo de Montgrí». *Univ. Barc. Mom. Dr. F. Pardillo*, p. 10. Barcelona.
- SOLE SABARIS, L. (1957).—«Empordá et region volcanique d'Olot». Livret guide de l'excursion aux Pyrenees, I. N. Q. V. A., V *Congr. Inter.*, p. 107. Barcelona.
- (1962).—«Observaciones sobre la edad del vulcanismo gerundense». *Mem. R. Acad. Cienc. Art. Barc.*, vol. XXXIV, núm. 12. Barcelona.
- (1971).—«Estudio geológico del Prepirineo español entre los ríos Segre y Llobregat». *Acta Geol. Hisp.*, año VI, núm. 1, pp. 8-12. Barcelona.
- SOLE SUGRAÑES, L. (1978).—«Alineaciones y fracturas en el Sistema Catalán, según las imágenes Landsat-1». *Tecniterrae*, núm. 22, pp. 6-16. Madrid.
- TRILLA, J., y PALLI, L. (1977).—«Vulnerabilidad a la polución como temática hidrogeológica». *Cámara Oficial de Comercio e Industria de Gerona*, pp. 1-73. Gerona.
- TOURNON, J. (1968).—«Le volcanisme de la province de Gerona (Espagne)». *Laboratoire de Petrographie de la Faculte des Sciences de Paris. These 3.^{er} cycle*.
- VIA BOADA, L. (1966).—«Aportación paleontológica a la síntesis estratigráfica y cronoestratigráfica del Eoceno marino de Cataluña». *Inst. de Est. Pirineicos*.
- (1969).—«Crustáceos decápodos del Eoceno español». *Rev. Pirineos*, núms. 91-94, p. 480. Jaca.
- VIDAL PARDAL, M. (1959).—«El borde del bloque del Ampurdán en la zona de Banyolas». *Est. Geol. Esp.*, vol. XV, núms. 41-44, pp. 391-392.
- VILLALTA, J. F. (1958).—«Le Neogene de l'Ampurdan». *Bull. Soc. Geol. France*, 6.^a serie, t. VIII, pp. 947-948. París.
- (1965).—«Un yacimiento villafranquiense en las Islas Medas (prov. de Gerona)». *Act. du Congr. Inter. Etud. Pryrenennes*. Pau. Lourdes, Sect. 1 Toulouse, pp. 129-131.



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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA