



GEOTECNIA Y CIMIENTOS, S. A.



PLAN MAGNA

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Hoja n°

334

39 - 13

GERONA

GERONA



Instituto Tecnológico
Geológico y Minero de España

SERVICIO DE GEOLOGIA

DOCUMENTO ORIGINAL
PENDIENTE DE REVISION

Fecha: 4 / 5 / 2001

Fdo.:

Copia

NOVIEMBRE 1979

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por Geotecnica y Cimientos, S.A. bajo normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido en la misma los técnicos superiores siguientes:

Cartografía y Memoria: Antonio García Velez, Jorge Soubrier González y Alfredo Muelas Peña.

Geología del Terciario: Luis Palli Buxó (Universidad Autónoma de Barcelona).

Estudio petrográfico: Francisco Martínez (Universidad Autónoma de Barcelona) y Jorge Carreras (Universidad Central de Barcelona).

Estudio de micromamíferos: José Gibert Clois.

Supervisión del I.G.M.E.: Antonio Barnolas.

INTRODUCCION

La Hoja de Gerona está configurada principalmente == por la comarca de las Gabarras que es la zona más elevada, lle_gando en Puig d'Arques a 532 m. Es una región montañosa de ve_getación densa, donde existen pequeños núcleos rurales como == Santa Pellaia, Montnegre y Romanya, surcada por las carreteras que unen estos poblados con las depresiones limítrofes de la = Selva, Ampurdán y Palafrugell. La depresión de la Selva ocupa= la parte occidental de la Hoja en cuyo extremo Noroeste se en_cuentra la capital, Gerona. Hacia el centro de la depresión es_tá Cassá de la Selva como población importante.

Todo el cuadrante nororiental de la Hoja está ocupa_do por la Depresión del Ampurdán, con altitud de 50 a 100 m. y con pueblos importantes como La Bisbal. La parte oriental de = la Hoja corresponde a la fosa de Palafrugell donde Palamós es= la localidad más importante.

Geológicamente, la Hoja de Gerona se localiza en la= extremidad septentrional de la Cordillera Litoral Catalana = = (Sierra de las Gabarras) donde afloran materiales paleozoicos= con intrusiones graníticas, y que en algunas zonas están afec_tados por metamorfismo.

La Depresión de la Selva ocupa el extremo SO de la Hoja y está constituida por un zócalo granítico recubierto por sedimentos neógenos y cuaternarios, actuando como barrera entre la Cordillera Litoral y la Prelitoral.

La Depresión del Ampurdán y más concretamente el Bajo Ampurdán, que ocupa casi todo el cuadrante superior derecho, está formado por una base paleógena con un recubrimiento miocénico y amplias llanuras cuaternarias.

El límite oriental lo constituye la franja estrecha y alargada denominada Corredor de Palafrugell, donde bajo los sedimentos cuaternarios afloran retazos de la serie eocénica, sirviendo de separación entre las Gabarras y el Macizo de Bagur ya en la costa.

Las referencias bibliográficas más utilizadas para el levantamiento de la cartografía y memoria presentes son los de ASHAUER y TEICHMULLER (1935), SOLE SABARIS (1936), SOLE Y LLOPIS (1939), LLOPIS (1947), FONTBOTE y JULIVERT (1954), etc., sobre la estructura de las cordilleras catalanas.

MARCET RIBA y SOLE SABARIS (1949) realizaron la primera cartografía a escala 1:50.000 de la Hoja de Gerona que ha sido de gran utilidad para los sucesivos trabajos ubicados en

la zona. Más recientemente y de especial interés ha sido la cartografía geológica a la misma escala de la provincia de Gerona, realizada por el Instituto Geológico y Minero de España para la Diputación de dicha provincia. Asimismo hay que señalar el interés de las tesis doctorales de MARTINEZ GIL (1972) y PALLI (1972), la primera sobre la hidrogeología del Bajo Ampurdán y la segunda sobre la estratigrafía del Paleógeno del Ampurdán.

DOCUMENTO PROVISIONAL

1.- ESTRATIGRAFIA

Aparte de las rocas graníticas que aparecen en la parte meridional de las Gabarras, los materiales aflorantes se agrupan en una amplia serie paleozoica que ocupa el resto de la Cordillera Litoral y los sedimentos terciarios y cuaternarios que rellenan las depresiones de la Selva y del Bajo Ampurdán.

1.1.- Paleozoico

Los materiales paleozoicos afloran en las Gabarras ocupando casi los dos tercios de esta comarca; eventualmente están afectados por metamorfismo en las áreas próximas a las rocas plutónicas. En conjunto consiste en una potente secuencia detrítica con un importante tramo volcanosedimentario posiblemente pertenecientes a los periodos Ordovícico y Silúrico, que culmina con el depósito de las calizas con Orthoceras y Crinoides, asignadas al Devónico.

Cartográficamente se han separado por sus características litológicas cinco tramos, que se describen a continuación, de más antiguo a más moderno. Las calizas con Crinoides han sido en todos los casos cartografiadas en contacto mecánico, aunque muy probablemente estén discordantes, sobre los di-

ferentes tramos restantes del Paleozoico que afloran en las Gabarras. La potencia del conjunto se puede estimar por encima = de 1.000 metros.

1.1.1.- Limolitas y pizarras (O₁-21)

Constituye el término inferior de la serie paleozoica y tan sólo aparece en un extenso afloramiento en el NO de = la Hoja. Se trata de una potente y monótona secuencia detrítica fina apenas afectada por metamorfismo, aunque fuertemente = esquistosada y en la que raramente se puede ver la estratificación.

Es el tramo más problemático para asignarle una edad debido a la imposibilidad de correlacionarlo con las series paleozoicas establecidas por otros autores en áreas próximas del Montseny y de los Pirineos. Realmente incluso carecemos casi = de pruebas para situar a esta formación en la base de la serie paleozoica de las Gabarras, excepto que pensamos está debajo de la denominada por nosotros serie bandeada y que constituye el núcleo de una estructura anticlinorial con el flanco occidental interrumpido por el Terciario. Citemos la existencia de un nivel conglomerático interestratificado dentro de esta formación, alargado según ONO-ESE en la parte meridional de la gran mancha cartografiada.

1.1.2.- Pizarras bandeadas (O₂)

Aparecen bien representadas en la S^a del Vall-Lloreda, al Sur de la carretera de La Bisbal a Palamós y con menor extensión en una pequeña banda cerca de la riera del Vilar.

El rasgo más significativo es el patente bandeo originado por una granuloclasificación en el tamaño de grano y que se muestra también por distintas tonalidades de color. El conjunto aparece como una alternancia de cuarzo-filitas gris verdosas y samitas muy finas verdes amarillentas en bandas finas de algunos milímetros de espesor. Debido a esta alternancia casi siempre es observable la estratificación, junto a la esquistosidad y que al cortarse originan una clara crenulación.

El estudio de lámina delgada muestra una composición predominantemente de cuarzo con clorita, moscovita y plagioclasas (generalmente albita) con una textura lepidoblástica y un bandeo litológico primario. Están afectadas por un metamorfismo regional débil, y en las proximidades de rocas graníticas presentan metamorfismo de contacto.

Siempre aparecen en contacto con la serie volcánica sedimentaria asimilada al Caradoc, por lo que se ha incluido este tramo bandeado en el Ordovício medio.

1.1.3.- Porfiroides y esquistos grauváquicos (0₃₁)

Este tramo está bien representado al Oeste de Madremaña y en una amplia banda que atraviesa la riera del Vilar. Además aparecen diversas bandas estrechas al NE del Puig d'Arcas, en el interior de las Gabarras, y otras cerca de Montrás.

La característica más destacable de este tramo es la frecuente existencia de neises porfiroides, derivadas de una serie volcano-sedimentaria de naturaleza tanto ácida como básica, intercalados en esquistos groseros verdes de tipo grauváquico. El conjunto es una serie de neises porfiroides y de neises cuarzofeldespáticos con algunos niveles de conglomerados y tramos que recuerdan pizarras tobáceas deleznable. En la zona situada entre Madremaña y el Santuario de Nuestra Señora de los Angeles existe un potente tramo de grauwacas masivas, verdes, que parece pueden proceder de rocas volcánicas más básicas, si bien predomina el vulcanismo ácido en todo el ámbito de la Hoja.

El estudio microscópico de algunas muestras indica que los porfiroides son rocas heterogranulares con una esquistosidad anastomosada alrededor de los porfidoclastos, que suelen estar deformados y fracturados. Hay neoformación de hidromoscovita y clorita a expensas del feldespato y biotita respectivamente.

tivamente. Los componentes suelen ser cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), moscovita, hidromoscovita y biotita, con textura holocristalina, porfídica o porfidoclastica. La denominación que se dá en el análisis petrográfico es la de rocas miloníticas o = metaporfido, y también otro grupo es clasificado como cuarzofilitas o cuarcitas microglandulares.

SANTANACH (1974) al describir la formación Cavá de = HARTEVELT (1970), incluye cuatro miembros que son, de base a = techo:

- 1) Grauvacas
- 2) Pizarras rojas y verdes
- 3) Limolitas
- 4) Cuarcitas purpúreas

En opinión de HARTEVELT, las grauvacas son derivados parciales de tufs volcánicos; SCHMIDT (1931) también cita verdaderos tufs volcánicos en el valle del Segre, con los que correlacionamos esta serie volcanosedimentaria de las Gabarras. = Tanto HARTEVELT como SANTANACH la incluyen en la formación Cavá y a toda ella le asignan una edad Caradoc, como se ha hecho

aquí, por primera vez, pues nunca se había hecho mención de esta cada de una formación de estas características en este área.

1.1.4.- Pizarras grises azuladas ($O_{32}^{-s_1^B}$)

Ocupan toda la zona centro de las Gabarras y también una banda alargada al NE de la carretera de La Bisbal a Calonge.

Son pizarras muy finas de color gris oscuro, con tonos cenizas y azulados; ocasionalmente incluyen algunos niveles algo más groseros. A veces es significativo el alto contenido de componentes arcillosos que hace destacar más claramente la esquistosidad de estas filitas. En la base de esta formación se incluye un tramo de esquistos "trovés" o agujereados con fósiles (Briozoarios y Braquiópodos) que, según SANTANACH (tesis doctoral) han sido datados por SCHMIDT (1931), BOISSEVAIN (1934), SOLE y LLOPIS (1946) y también SPEJLDNAES determinó los fósiles recogidos por HARTEVELT (1970), determinando una edad Caradoc.

La mayor parte de la banda metamórfica del Puig d'Arcas ha sido considerada en cartografía como perteneciente a este tramo en base a parecer limitada por el Sur con la facies de neises porfiroides que se ha logrado distinguir a pe-

sar del intenso metamorfismo de contacto que presentan ambos =
tramos.

1.1.5.- Calizas de Orthoceras ($S_2^B-D_1$)

De forma discordante sobre los esquistos ordovícico-silúricos, existen en la Hoja retazos de calizas de pequeña extensión, excepto el localizado en Montnegre, que es algo mayor y que alcanza una potencia máxima de 50 m. (en la Hoja de Palafrugell, en el macizo de Bagur llegan a 100 m.). En la cartografía se han representado en contacto mecánico sobre los restantes tramos cartografiados.

Un rasgo distintivo en estas calizas grises claras es la presencia en algunos niveles de numerosos tallos de Cri-noides. En cuanto a la edad del tramo, según PUSCHMANN (1968), el límite inferior de las calizas con Orthoceras debe situarse en el tránsito Wenlock-Ludlow o en el Ludlowiense Inferior, tanto en el Montseny como en Moncada (Barcelona), y el límite superior en el techo del Devónico Inferior o en la base del Devónico Medio.

1.2.- Terciario

Está muy bien representado en la Hoja ocupando las =

depressiones de la Selva y del Bajo Ampurdán. Corresponden a materiales paleógenos afectados por la orogenia alpina, principalmente en su fase distensiva, y sedimentos neógenos del Mioceno Superior y Plioceno, cubiertos en ocasiones por los depósitos cuaternarios.

1.2.1.- Paleógeno

Ocupa todo el sector noroccidental de la Hoja y un pequeño retazo en el borde nororiental (sector de Gerona) adosado al macizo paleozoico de las Gabarras, en contacto, la mayor parte de las veces, por una serie de fracturas que aíslan el bloque emergido antiguo de estos depósitos recientes terciarios.

Lo forman una serie de materiales típicos del borde de la Depresión del Ebro de los Catalánides. De abajo a arriba, o sea, de más antiguo a más moderno, cabe distinguir (Fig. 1):

- a) Un nivel rojo detrítico basal continental (Fm. Pontils).
- b) Depósitos de la transgresión eocénica correspondientes a un nivel de calizas grises nummulíticas (Fm. Gerona).
- c) Un tramo margenoduloso azul que representa un nivel depositado a mayor profundidad en la cuenca (Fm. Bañolas).
- d) El inicio de la regresión con tramos arenosos (Fm. Rocacorba).

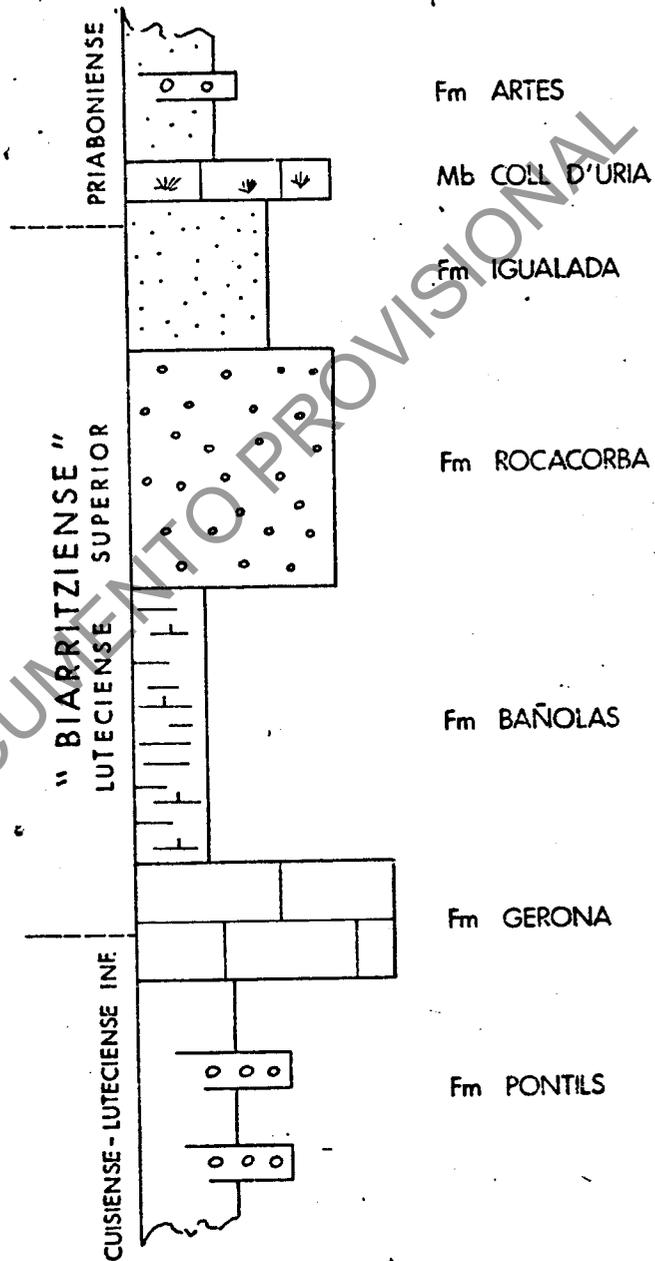


FIGURA Nº 1 - SERIE SINTESIS DEL PALEOGENO DEL BAJO AMPURDAN.

- e) Un nivel margo-arenoso (Fm. Igualada).
- f) Calizas y areniscas calcáreas (Mb. Coll d'Uria), y
- g) Sedimentos rojos continentales, que marcan el final de la regresión total (Fm. Artés).

1.2.1.1.- Formación Pontils (T^{A-Ab1}_{C1-21})

Sedimentos continentales constituidos por conglomerados, areniscas y arcillas rojo vinosas. La presencia de canales de conglomerados y areniscas intercalados en una serie limo-arcillosa roja junto a la organización interna de los mismos obliga a interpretar la serie como depositada en un medio de abanicos aluviales.

Los cantos que forman los conglomerados han sido estudiados estadísticamente en cuanto a su composición litológica en los alrededores de Gerona, sacándose las siguientes conclusiones:

- a) La inversión en cuanto a la litología de los cantos, desde la parte inferior a la superior de la serie, respectivamente al macizo o área fuente que se erosionaba y daba lugar a los mismos (Montaña invertida).
- b) Todos los elementos corresponden a la serie herciniana. Observando la litología de los materiales paleozoicos en las inmediaciones del contacto con la base del Paleógeno.

se ve que las áreas fuente de los cantos de estos conglomerados son muy locales y que el transporte de los mismos fué muy corto y al mismo tiempo muy rápido.

La máxima potencia en la Hoja se halla en el sector occidental (San Daniel: 176 m.) y en el oriental (San Clemente de Peralta: 120 m.). En la playa de Pals, fuera ya de la Hoja, tan sólo alcanza un espesor de 16 m.

En esta formación no se han encontrado fósiles que permitan su datación con cierta exactitud. Tan sólo, el Gasterópodo Vidaliella (Bulimus) gerundensis, VID, de amplia dispersión, el cual no nos permite una afinada cronología. Sin embargo una cuña marina situada en la vecina Hoja de Bañolas (sector de El Far) nos permite acotar este piso como del Cuisiense-Luteciense Inferior.

1.2.1.2.- Formación Gerona (T^{Ab1-Ab1}₂₁₋₂₂)

Calizas organógenas grises que incluyen gran abundancia de Miliólidos, Alveolinas y Nummulites, que dominan en este orden, de abajo a arriba en la serie. En general presentan estratificación gruesa a masiva y son explotadas sobre todo en los alrededores de Gerona para la obtención de áridos artificiales.

La mayor parte de esta serie debió depositarse probablemente en la parte próxima de una plataforma continental. La base puede interpretarse como depositada en un "lagoon". Sus potencias oscilan entre San Daniel, en los alrededores de Gerona (72 m.) y San Clemente de Peralta (60 m.).

A medida que esta formación alcanza zonas más occidentales -borde de la Plana de Vic- pasa a materiales predominantemente terrígenos -areniscas- (Fm. calizas de Tavertet, REGUANT, 1967).

En lámina delgada se ha determinado la siguiente fauna: Nummulites perforatus, N. striatus, N. aff. garnieri, Alveolina fusiformis, A. aff. elongata, A. eliptica, Orbitolites complanatus, Epilithon nitidum, Valvulina aff. catalana, Russella aff. terquemi, Cibicides, Gypsina aff. linearis, Articulina nitida, Idalina, Rotalia, Pyrgo, Quinqueloculina, Triloculina, Glomospira, Tritaxia, Dendritina, Massilina, Nodobacularia y Ophtalmidiidos, Coralarios, Briozoos, Equinodermos, Gasterópodos, Textuláridos, Serpúlidos, Lamelibranquios, Lithophyllum y Ostrácodos. La presencia de A. elongata (San Clemente de Peralta y alrededores de Gerona) permiten asignar a esta formación una edad Luteciense Inferior en sentido estricto.

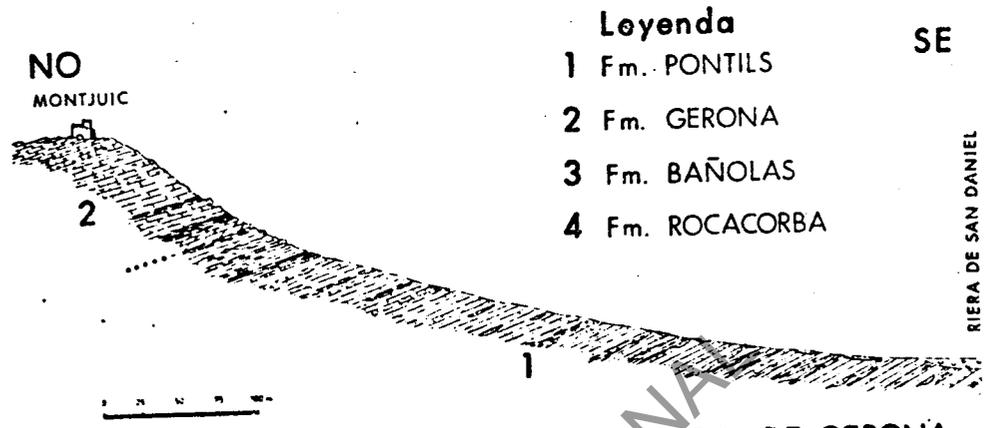


FIGURA Nº 2.- CORTE DE "SAN DANIEL, CERCA DE GERONA

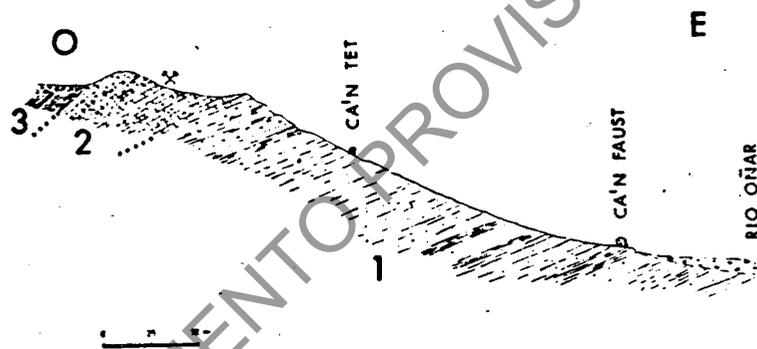


FIGURA Nº 3.- CORTE DE "LA CREUETA", AL SUR DE GERONA

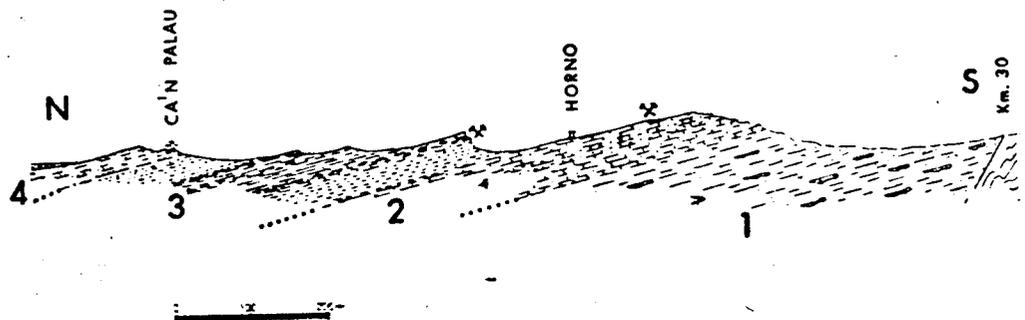


FIGURA Nº 4.- CORTE "PERALTA", QUE COMIENZA EN EL Km. 30 DE LA CARRETERA DE GERONA A PALAMOS

1.2.1.3.- Formación Bañolas (T^{Ab3-Ab1}₂₁₋₂₂)

Constituida por arcillas y margas arcillosas azules con delgadas intercalaciones de limolitas del mismo color y de areniscas de grano fino a medio. En el sector más oriental (Fonteta, San Clemente de Peralta) incluyen además capas de pequeño espesor de calcarenitas y calizas. Sus potencias oscilan entre los 36 m. de Fonteta y los 110 m. de San Clemente de Peralta.

Esta formación desaparece por acúñamiento hacia el E, S y O, mientras que hacia el N cambia lateralmente a los materiales isocronos que forman las series pirenaicas. En este sector del Bajo Aspurdán va disminuyendo progresivamente su potencia hacia el E, conservándose las mismas facies.

Es difícil en este cuerpo rocoso distinguir uno o más medios sedimentarios. En este caso se puede hablar de una parte de plataforma continental cerrada y tranquila, donde la mayor parte de los materiales se depositan en un medio anaerobio, quizás comparable a un gran golfo.

La presencia de Alveolina fragilis, A. fusiformis, =

A. elongata, Nummulites, Orbitolites complanatus, Idalina anti-
qua, Pararrotalia inermis, Eorupertia magna, Heterostegina aff.
canalifera, Pyrgo, Quinqueloculina, Peneroplis, Spirolina, Den-
dritina y Dasycladaceas, Lithophylum, Serpúlidos, radiolas de=
Equinodermos, Lamelibranquios, Briozoos, Ostrácodos y tubos ==
calizos de Algas, encontrados en las series de San Daniel y Pe=
ralta, además de la fauna citada por PALLI (1972) consistente=
en Nummulites cf. friulianus, N. aff. verneuilli (formas A y B)
y N. migiurtinus (formas A y B) en el techo, permiten asignar=
a esta formación una edad Luteciense Superior en sentido am- =
plio (Biarritziense).

1.2.1.4.- Formación Rocacorba (T^{Ab2-Ab3}₂₂₋₂₃)

Areniscas y areniscas margosas de grano fino a medio,
ricas en feldespato y glauconita en la parte alta y de grano =
grueso, localmente microconglomeráticas en la parte baja. Son =
de color gris verdoso en la parte basal y de color gris azula-
do en el techo. Se les intercala a veces algún nivel biomicri-
tico o margocalcáreo. En la parte inferior es típica y común =
la intercalación de un nivel más o menos potente de areniscas=
arcósicas ocres, de grano grueso y con estratificación masiva.

La sección tipo, fuera ya de la Hoja, sobrepasa una=
potencia de 600 m. En nuestro sector, no aflorando nunca el te

cho de la serie, se alcanzan espesores de 10 m. en Fonteta, ==
100 m. en Celrá, 186 m. en Sarriá de Dalt y 580 m. en el sec==
tor vecino de La Mota, lindante en su sector NO con la Hoja ob
jeto de estudio.

En un sentido amplio esta formación de areniscas pue
de interpretarse como depositada en la parte frontal de un apa
rato deltaico. Las paleocorrientes medidas demuestran que las
corrientes dominantes que originaron la sedimentación proce=
dían del E en el Bajo Ampurdán, y del E y NE en el Gironés, ==
salvo en las proximidades del macizo de las Gabarras, donde ==
junto a las anteriores direcciones existen otras corrientes ==
procedentes del SE y SO debido probablemente a los aportes la=
terales del macizo antes mencionado. Estas direcciones medidas
de las paleocorrientes corroboran la existencia, durante el Eo
ceno, de un macizo productor de clastos situado al E del Golfo
del Ampurdán (Macizo del Ampurdán), el cual representaría pro=
bablemente la prolongación oriental del macizo que actuó de ==
área fuente de los clastos de las turbiditas eocénicas de los =
Alpes Marítimos.

Por los materiales que la limitan superior e inferior
mente así como por la presencia de Callianasa cfr. pseudoniloti-
ca, LORENTHEY y Harpactocarcinus punctulatus, DESMAREST en la =
serie tipo, podemos datar a estos materiales como pertenecien-

tes al Biarritziense, es decir, al Luteciense superior en sentido amplio.

1.2.1.5.- Formación Igualada (T^{Ab2-Ac}₂₂₋₂₁)

Se trata de una serie de areniscas, areniscas calcáreas, margas arenosas y arcillas y arcillitas, todas ellas azules o grisáceas. En la parte basal (véase la serie de Peratallada) predominan las arcillas y arcillitas azules con intercalaciones de areniscas mientras que en la parte alta predominan las areniscas calcáreas e incluso intercalaciones calcáreas (parte alta de la serie Monells).

Su potencia debe cifrarse en los alrededores de Ullastret en 237 m. (Fm Igualada más el equivalente Fm. Igualada-M. Coll d'Uria). En el sector de Monells, donde no aparece el techo, solo ha sido posible medir 25 m.

Lateralmente pasa en parte a la Fm Rocacorba. La mayor parte de esta formación debió sedimentarse en una plataforma continental muy próxima en la base; litoral (posiblemente una llanura de marea) en la parte media y un supramareal con intercalaciones de verdaderos canales fluviales en la superior.

La presencia en la serie de Monells de abundantes ==

N. aff. fabianii, PREVER in FABLANI y N. cf. praefabianii, VA-RENTSOV-MENNER y en la parte alta de la serie de Ullastret ade- más de N. aff. discorbinus y N. "discorbinus libycus", CHECCHIA RISPOLI, permiten datar a estos materiales como pertenecientes al Biarritziense y base del Priaboniense.

Además se han encontrado Operculina alpina, O. aff. canalifera, Globigerina aff. senni, Halkyardia minima, Heterolepa perlucida, Cylindroclavulina eocaena, Marginulina aff. behmi, Textularia adulta, T. aff. speyeni, Cibicides lobatulus, Gyroldina girardana perampla, Spiroplectammuna, Spiroloculina, Sigmoilina, Clavulina, Elphidium Subnodosum, Rotalia aff. saxorum, Heterostegina y otra fauna banal.

1.2.1.5.1. - Miembro Coll d'Uria (T^{Ab3-Ac}₂₂₋₂₁)

Caracterizado en el sector al S de Ullastret por areniscas calcáreas de color gris azulado. En la Hoja contigua de Torroella (al N de la Hoja objeto de estudio) esta formación está constituida por calizas coralinas. Tiene muy poca distribución areal en la Hoja.

1.2.1.6.- Formación Artés (T^{Ac-A}_{C21-3})

Arcillas, areniscas y conglomerados rojo claros en =

canales. A veces las arcillas poseen coloraciones que oscilan entre rojo pálido, amarillo y verdoso. Presentan pequeñas intercalaciones de limolitas calcáreas.

Su potencia total no ha podido ser medida, pues el techo no aparece en la Hoja y además la erosión ha actuado no permitiendo dar potencias exactas. En los sectores de Ullastret y Corsá excede sin embargo de los 110 m. de potencia.

En cuanto a su interpretación ambiental, esta unidad posee características típicas de una serie fluvial con abundantes canales conglomeráticos intercalados en los sedimentos arcillosos y con finas capas de limolitas.

1.2.2.- Neógeno

Como materiales más representativos se encuentran los correspondientes al Mio-Plioceno lacustre de la Selva y los netamente continentales del Ampurdán. Los sedimentos de ambas formaciones proceden de la erosión y posterior depósito de los materiales constituyentes de los macizos circundantes.

1.2.2.1.- Neógeno de la Selva (Ts) Bc-B C12-2

Formado por limos arcillosos amarillentos, bien es-

tratificados con alguna intercalación de arcillas compactas y abigarradas de colores rojizos a verdoso-azulados. Incluyen capas lenticulares con un contacto inferior erosional y otro superior plano de arenas groseras a finas, arcóscicas, de color blanquecino en el sector de Palau y rojizas en el sector de San Andrés de Salou. En este último sector, las capas de arenas van siendo más abundantes en detrimento de la fracción arcillosa versicolor. Las arcillas amarillas localmente presentan impresiones vegetales.

La potencia visible es en el sector de Palau Sacosta de 35 m. visibles, aunque se han cortado por sondeo cerca de El Perelló (Hoja de Sta. Coloma) alrededor de 200 m. En el sector de San Andrés de Salou la potencia visible aflorante es de unos 50 m.

En cuanto a la edad, la bibliografía del sector data a los sedimentos lacustres de Palau Sacosta como del Plioceno superior aunque la datación se basa en fauna no demostrativa. VILLALTA y PALLI (1973) encontraron en los materiales arcóscicos del Onyar en Gerona un molar de Deinotherium giganteum, KAUP, que coloca a las arcosas basales dentro del Mioceno y atribuyen al Plioceno Superior las arcillas y limos superiores.

En Caldás de Malavella, estos materiales sufren una

modificación ocasionada por fenómenos geiserianos que responden a las manifestaciones tardías de la actividad volcánica que tuvo lugar en esta zona. Las arcosas bastante sueltas pasan a arcosas silíceas muy compactas y cementadas por sílice procedente de infiltraciones fumarólicas. Son frecuentes las diaclasas rellenas de ópalo y calcedonia del mismo origen que la sílice cementante.

1.2.2.2.- Mioceno del Bajo Ampurdán (T^{Bc}_{C12})

Constituido por una serie terrígena formada por arcillas rojo-ladrillo con pasadas de arcillas abigarradas azuladas y linolitas pardo-amarillentas con intercalaciones de capas de conglomerados y de arenas.

Las capas de terrígenos groseros poseen forma de canales, es decir, contacto inferior erosional y superior plano. La organización interna es, en cada canal, a base de un número indeterminado de ciclos granoclasificados en posición imbricada y en los que, a tenor de la granulometría, se adivinan estructuras tractivas (laminaciones cruzadas a gran y mediana escala). Estos hechos hacen pensar en la sedimentación a base de cursos torrenciales (abanicos aluviales) en los cuales las capas de arenas y conglomerados constituyen el relleno de canales y las arcillas los depósitos de llanura de inundación. Posi

blemente el aumento en el porcentaje de arcillas relativamente al de terrígenos gruesos está en función de una mayor o menor distalidad de estos aparatos sedimentológicos. Si es así, la serie del sector de Millas representaría la parte proximal y la de Can Fuertes una de distal.

Su potencia visible es en el sector de Millás de 45 m; en Can Fuertes, entre Monells y La Bisbal de 42 m. Sin embargo en el sector contiguo de la Hoja de Torroella, en las Olivas, es de 80 m. y en Pallinas sobrepasa los 200 m. visibles.

La datación del Neógeno continental del Bajo Ampurdán ha sido problemática hasta la actualidad en que pensamos se ha resuelto definitivamente con los trabajos realizados por GILBERT (1979, en preparación) específicamente para resolver dicho problema en este área mediante el estudio de micromamíferos. VILLALTA (1958) sitúa estos materiales en el Plioceno, aunque indica un yacimiento en unas canteras situadas a un kilómetro de La Bisbal con fósiles que fueron estudiados por CRUSAFONT en 1962 (GOLPE, 1974) quien cita la siguiente lista faunística:

Deinotherium laevius, JOURD

Deinotherium giganteum, KAUP

Hipparion sp

Hyotherium soemmeringi, MEY

Conohyus simorreus, LART

Euprox cfr. furcatus, HEN

Micromeryx fluorensianus, LART

Miotragoceras sp

Suido indeterminado

GIBERT ha encontrado un molar superior de Megacrictodon cfr. ibericus, SCHAUB, que junto con el Hipparion sp. == permiten a este autor asignar al Neógeno de este yacimiento == una edad Vallesiense (MN-9). Además, este mismo investigador, == ha logrado encontrar restos de Múridos en Las Olivas y en Camallera, Hoja limítrofe de Torroella de Montgrí, junto con formas de Lagomorfos y de Moluscos, que corroboran la datación anterior.

En Las Olivas encuentra dos molares de Múridos:

Valerimus vireti, SCHAUB

Occitanomys cfr. sondaari, VAN DE WEERD

un premolar de Lagomorfo: Prolagus cfr. crusafonti, LOPEZ y un Molusco: Testacella (Testacella) sp.. La presencia de los molares de Múridos permiten datar las Olivas como Turolense Inferior (MN-II).

En el yacimiento de Camallera también halló un molar de Kowalskia fahlbuschi, BACHMAYER y WILSON, y varios ejemplares de Gasterópodos:

Melanopsis laevigata, LAMARK

Theodoxus (Theodoxus) maculatus, ROBLES

Testacella (Testacella) sp.

Anisus sp.

La presencia de K. fahlbuschi, indica una edad Turoliense y, por la asociación de Gasterópodos similar a la que = encuentra en Venta del Moro, GIBERT sitúa este yacimiento en = la MN-13, con algunas reservas.

1.2.2.3.- Conglomerados pliocénicos (Tcg)^B₂

Los sedimentos neógenos del Ampurdán y La Selva suelen estar coronados por un nivel de conglomerados de cantos redondeados gruesos posiblemente en discordancia con aquéllos. = Las capas lenticulares de areniscas y conglomerados con contacto inferior erosional y superior plano, o sea, canaliformes, = se hallan organizados internamente a base de ciclos imbricados granoclasificados en los que a veces se adivinan estructuras = tractivas de corriente. Los canales inferiores pueden interpretarse por presentar estructuras tractivas, como cursos acuosos intermitentes donde solo en determinadas épocas transportan se

dimentos. Los canales superiores corresponden a descargas de =
sedimentos en un medio desorganizado y con elevada viscosidad=
(¿fuerte tormenta?). Se han interpretado como depósitos de aba=
nicos aluviales siendo los arcillosos los correspondientes a =
las llanuras de inundación.

1.3.- Cuaternario

Los sedimentos recientes están bien representados en
las zonas del Ampurdán, la Selva y proximidades de Palamós, ==
donde se han depositado procedentes de la erosión de los relie=
ves cercanos. Se han diferenciado los siguientes tipos:

1.3.1.- Manto aluvial antiguo ($Q_1 Me$)

Aparece en las cercanías de Corsá y son depósitos ==
groseros en forma de abanico depositados por una corriente flu=
vial.

1.3.2.- Limos fluviales ($Q_{1-2} Lf$)

Son los depósitos cuaternarios de mayor representa==
ción en la Hoja, ampliamente distribuidos junto al río Oñar y=
rieras adyacentes en la parte oriental de la Hoja, así como en

las llanuras de La Bisbal (ligados a los ríos Risech y Daró) y de Palamós.

Son limos arenosos pardos y grises con cantos redondeados y que en realidad representan diversas terrazas en las que han desaparecido los escarpes que las delimitan y aparecen en forma de bandas de amplitud variable ligada a los cursos fluviales.

1.3.3.- Travertinos (Q_{1-2}^{tr})

Tan solo se han cartografiado entre Palau-Sator y San Julián de Doada constituyendo un tipo de afloramiento subyacente ya que quedan casi totalmente recubiertos por una delgada capa de sedimentos posteriores.

1.3.4.- Terrazas fluviales (Q_2T_1 y Q_2T_2)

Se han cartografiado en la zona de Gerona a lo largo del río Ter, que lleva asociado a su cauce varios niveles de terraza (PALLI, 1972) de los cuales los superiores tienen escasa representación, manteniéndose como relictos conglomeráticos y testimoniales de su presencia.

Son formaciones limosas y arcillosas con niveles de

gravas sueltas. La cementación es menor en los niveles inferiores y ya en el lecho mayor predominan cantos gruesos mezclados con arenas y limos. Las terrazas más frecuentes son las situadas entre 3 y 5 m. sobre el nivel del río y en ellas se encaja el lecho mayor del río con los depósitos de barro y cauces abandonados.

1.3.5.- Barras fluviales (Q₂B)

Aparecen en el río Ter, en Gerona. Son depósitos de gravas y arenas con cantos bastante grandes, así como también limos grises, situados en el lecho mayor a escasa altura sobre el curso actual del río. Temporalmente quedan invadidos total o parcialmente.

1.3.6.- Coluvial (Q₂C)

Son depósitos de elementos heterométricos con disposición generalmente caótica y ligados a las laderas donde los procesos gravitacionales han tenido importancia y han originado la caída de una cantidad apreciable de materiales.

1.3.7.- Aluvial (Q₂A1)

Son depósitos de arenas y limos con cantos redondea-

dos, localizados tanto en los grandes cursos fluviales de escorrentía continua, como en el fondo de pequeños arroyos. En la zona de la Selva son arenas arcillosas formadas a expensas del granito, con pocos cantos rodados.

1.3.8.- Aluvial-Coluvial (Q₂A1-C)

Es un depósito mixto formado por la acción conjunta de cursos de agua de pequeño recorrido y los procesos de alteración de laderas. Son materiales finos, con alguna proporción de elementos mayores que, como producto de arroyada, quedan muy definidos principalmente en los cursos de agua y vaguadas de poca pendiente, donde los detritos (principalmente de tipo coluvial y procedentes del deslizamiento de los depósitos eluviales que recubren las superficies de erosión) por gravedad caen hacia el fondo del lecho fluvial, quedando en la parte inferior los sedimentos más groseros.

En las Gabarras está formado por cantos de rocas metamórficas y de pizarras subangulosas, con diámetro de 5-15 cm. y ocasionalmente mayores envueltos en arcillas, y limos arenosos rojizos. Sobre las rocas graníticas los cantos son de tamaño grava y arena, envueltos en una matriz arcillosa.

1.3.9.- Marismas (Q₂M)

En el ángulo NE de la Hoja se ha delimitado un depósito de fangos de color gris oscuro, caracterizado por su alta salobridad, que indica la influencia marina reciente, y por su poca consistencia.

1.3.10.- Playas (Q₂P)

Dentro de la Hoja se han cartografiado las de Palamós, entre esta localidad y Torre Valentina, y la de La Fosca. Están constituidas por arenas y gravas de naturaleza granítica, bastante gruesas, con restos de conchas de moluscos.

2.- TECTONICA

La Hoja de Gerona está situada en el extremo septentrional de la Cadena Litoral de los Catalánides, en una región que ha sufrido los efectos de las orogenias hercínica y alpina sucesivamente. La última ha trabajado ya sobre un país semicratonizado, por lo que solo origina una tectónica distensiva, de separación de grandes bloques que configuran las actuales comarcas geográficas. Así, las Gabarras quedan a manera de un "horst" entre las depresiones de La Selva y el Bajo Ampurdán.

2.1.- El ciclo herciniano

El macizo de las Gabarras se puede definir escuetamente como un fragmento de un antiguo bloque paleozoico plegado y metamorfozido más o menos durante la orogenia varisca, con emplazamiento de batolitos graníticos asociados, cuya individualización se produjo en las fases póstumas de la orogenia alpina.

La serie paleozoica fué afectada por dos fases de plegamiento más importantes a partir del Carbonífero Inferior, las mismas que se vienen reconociendo en el Macizo Hespérico. La primera y principal, fase compresiva genera pliegues de deslizamiento en la mayor parte de los materiales (pliegues simi-

lares) con formación de esquistosidad de flujo o de fractura. =
Contemporánea con esta fase, se produce (fuera de esta Hoja, =
en la zona de El Pasteral y Anglés, ya dentro de las Guille- =
rias) la intrusión de pequeñas masas ígneas ácidas (neises = =
cuarzofeldespáticos y leucogranitos aplíticos neísicos), aun-
que el emplazamiento de las masas principales de granitoides =
tiene lugar tras la segunda fase compresiva, originando una ex-
tensa aureola de metamorfismo de contacto en la serie paleozoi-
ca. (1). En una fase póstuma de los movimientos hercínicos, de
distensión, se produce el emplazamiento de numerosos diques.

La intensidad del plegamiento alcanzada por los mate-
riales paleozoicos durante la primera fase corresponde a las =
zonas de esquistosidad de fractura y de flujo del "nivel es- =
tructural inferior" de MATTAUER (1976).

La segunda fase compresiva hercínica raramente llega
a producir esquistosidad, aunque pliega a la S_1 y es responsa-

(1) En la franja metamórfica del Puig d'Arcas y en otros pun-
tos más localizados se ha apreciado la existencia de mate-
riales afectados por metamorfismo dinamotérmico que noso- =
tros achacamos a la proximidad de la intrusión granítica, =
aunque también podría tratarse de pequeño retazos afectados
por metamorfismo regional, teniendo en cuenta los elevados
gradientes de temperatura existentes aquí.

ble de la disposición actual de las distintas formaciones cartografiadas.

2.2.- El ciclo alpino y el vulcanismo neógeno

La figura nº 5, tomada de DONVILLE (1976), esquematiza la estructura del noreste peninsular, preferentemente la zona septentrional de las Cordilleras Costeras de Cataluña. Los principales rasgos estructurales son debidos a la tectónica alpina, con dos juegos principales de fracturas según NE-SO y NO-SE.

Los movimientos compresivos tienen lugar principalmente en el Eoceno y apenas se dejan traslucir en el ámbito de la Hoja, apareciendo estructuras de plegamiento al Norte de la misma, de mayor intensidad cuanto más cerca de los Pirineos.

El zócalo hercínico y la cobertera del Eoceno son afectados por una intensa tectónica de distensión, con grandes fracturas de direcciones subortogonales (NE-SO y NO-SE), que compartimentan en bloques a toda la región.

El macizo de las Gabarras queda entonces a manera de un "horst" separado de Las Guilleras por la depresión de la Selva, y del macizo de Bagur por el "corredor" o fosa de Pala-

frugell y hundiéndose hacia el Norte por una serie de fallas =
escalonadas bajo los sedimentos eocénicos del Bajo Ampurdán.

Esta serie de fallas normales se formaron a partir =
del Mioceno y hasta el Cuaternario. Intimamente ligado a las =
mismas y también a partir del Mioceno, se produjo el volcanis-
mo en toda la provincia de Gerona, con extrusiones de coladas=
basálticas y volcanismo de tipo explosivo (San Dalmay, en la =
Hoja de Sta. Coloma de Farnés) y aún continúan las manifesta-
ciones póstumas de esta actividad con las fuentes termales de=
Caldas de Malavella.

DOCUMENTO PROVISIONAL

3.- HISTORIA GEOLOGICA

La región estudiada posee numerosas características de índole estratigráfica, petrológica y tectónica que le confieren un sello peculiar en el contexto de la Península Ibérica.

Se encuentra una serie paleozoica en las Gabarras, intruida por granitoides de composición bastante heterogénea y que originan una aureola discontinua de metamorfismo de contacto. Trás la orogenia hercínica hay un largo periodo de tiempo en que la zona permanece emergida, hasta el Paleógeno, en que vuelve a sufrir un proceso de hundimiento por efecto de los primeros movimientos de la orogenia alpina habidos más al Norte, en la franja pirenaica.

La forma en que es afectada por la mencionada orogenia durante el Neógeno, a base de grandes fracturas de distensión que compartimentan los Catalánides en fosas y umbrales tectónicos que practicamente coinciden con comarcas geográficas (Gabarras, La Selva, Ampurdán, Guillerias, Vallés-Penedés, etc.) es otra característica más, como la intensa actividad volcánica desplegada en toda la zona a partir del Mioceno y, sobre todo, en el Cuaternario.

La historia geológica comienza con la sedimentación de materiales detríticos, eminentemente arcillosos, durante el Ordovicio y Silúrico (con las debidas reservas al asignarles esta edad) y de niveles calcáreos en el Devónico. Según ASHAUER y TEICHMULLER (1935), las áreas de la Selva y Ampurdán constituirían un umbral de sedimentación (Umbral de Gerona) entre las fosas del Montseny y de los Pirineos Orientales, recibiendo toda la cuenca depósitos procedentes del Macizo del Ebro, de manera que la serie estratigráfica paleozoica sería mucho más potentes en éstas que en aquí.

Comienza el ciclo orogénico hercínico y la región es afectada por la fase principal compresiva durante el Westfaliense (FONTBOTE y JULIVERT, 1954; entre el Viseense y el Westfaliense en opinión de ASHAUER y TEICHMULLER, 1935; y "verosimilmente, después del Westfaliense inferior", según FUSCHMANN, 1968). La intensidad y estilo de plegamiento son los típicos de las cordilleras hercínicas del Macizo Hespérico, alcanzando un elevado metamorfismo dinamotérmico en las Guillerías. Al final de este ciclo tiene lugar la intrusión de rocas graníticas, ácidas sobre todo, acompañadas más tarde por un importante cortejo filoniano. Estas intrusiones originan una extensa aureola de metamorfismo de contacto en la roca encajante. CHESSEX et al (1965) han datado los granitos de Palafrugell-Palamós, asignándoles una edad de 270 M.A. (post-Westfaliense).

Desde el Carbonífero, la región ha sido sometida a un largo proceso erosivo junto con todas las cordilleras hercínicas europeas. Se produce por fin el hundimiento e invasión del mar durante el Eoceno, quizás en los primeros movimientos que anunciaban el comienzo del ciclo alpino en los Pirineos. Así, se deposita una serie de materiales, continentales al principio y marinos después, de facies cada vez más profunda y con velocidades de subsidencia y depósito mayores hacia el Norte, hacia los Pirineos.

La cuenca sedimentaria en la cual se depositaron los materiales paleógenos, poseía una morfología que había sido impuesta por la tectónica. Se trataba de una cuenca prepaleogénica cuyos límites podríamos situar así, al S, el macizo de las Gabarras, con relieve poco abrupto, suministraba material detrítico al borde de la cuenca. Al E, un macizo emergido, el Macizo del Ampurdán, en pleno mediterráneo, probablemente en vías de levantamiento y sometido a fuerte erosión y consiguente desmantelamiento y gran productor de los clastos que se vertían en la zona comprendida entre el mar y la Depresión del Ebro. Los límites O y N quedan imprecisos por falta de afloramientos, aunque no es aventurado suponer que hacia el O enlazara con la actual Depresión del Ebro y hacia el NO llegara hasta el Océano Atlántico.

Esta cuenca así delimitada correspondería a una gran bahía perteneciente a un golfo o pequeño mar intercontinental, subsidente en gran parte, especialmente en su sector occidental.

A esta área subsidente van a parar los materiales de la erosión de los macizos circundantes por medio de torrentes que constituyen en ella los abanicos. Así se depositaron los materiales de la Fm. Pontils. Esta formación constituye la base del ciclo geológico eocénico de edad Cuisiense-Luteciense. Es en el Luteciense Superior (s. str.) cuando se produce la transgresión marina que en su fase positiva depositaría las calizas de la Fm. Gorona y las margas de la Fm. Bañolas. A partir de aquí se inicia la regresión que se manifiesta gradualmente con las areniscas de la Fm. Rocacorba y el equivalente a la Fm. Igualada y culmina con el depósito netamente continental de la Fm. Artés al final del Eoceno.

El ciclo alpino afecta de manera peculiar a la zona que enmarca la presente Hoja, es decir, lo único que se observa aquí es una compartimentación en bloques del zócalo paleozoico rígido y de la cobertera eocena, debido a juegos de fallas subortogonales de direcciones NO-SE y NE-SO, magníficamente evidenciadas en las imágenes de satélites artificiales (DONVILLE, 1976; SOLE SUGRAÑES, 1978). Por otra parte, la superficie

de erosión preeocénica también buza muy suavemente hacia el norte, así como la serie eocénica depositada encima. Más hacia el Norte aumenta la potencia de la cobertera cenozoica y también el plegamiento alpino se deja sentir con intensidad creciente, apareciendo grandes pliegues y fallas inversas.

En la depresión de La Selva sólo aparecen sedimentos mio-pliocénicos sobre un substrato de naturaleza granítica, lo cual se explica bien por un basculamiento de la zona, considerada como prolongación del Vallés (LLOPIS, 1947), que impide, al levantarse, la sedimentación durante la mayor parte del Mioceno, o bien por una individualización de la Depresión durante el Plioceno respecto de los macizos paleozoicos.

En el Bajo Ampurdán disponemos de dataciones recientes (GIBERT, 1979, véase capítulo de Estratigrafía) realizadas en el Neógeno continental que vienen a confirmar la existencia de Mioceno Superior (Vallesiense-Turolense) apuntada por primera vez por CRUSAFONT (en VILLALTA, 1958). Contemporáneamente al depósito de este Neógeno continental tiene lugar una fase volcánica generalizada en el Vallesiense (DONVILLE, 1976, según dataciones geocronométricas llevadas a cabo en las rocas volcánicas) a lo largo de accidentes según NO-SE o bien NE-SO, que afecta tanto al Alto como al Bajo Ampurdán (hace unos 10 =

M.A.). El emplazamiento de estas vulcanitas debió originarse = como consecuencia del levantamiento del macizo de las Gabarras en tanto que el Bajo Ampurdán sufría un proceso de hundimiento irregular de los bloques en que estaba compartimentado el zócalo paleozoico a partir del Mioceno Superior.

Hay después otra fase volcánica entre 5,12 M.A. y == 2,2 M.A. que tiene una representación en los basaltos de Cal== dás de Malavella, claramente prepliocena o del Plioceno Infe== rior. Una tercera fase de composición basáltica, está representada por el área volcánica de Domeny, al NO de Gerona, ya en = las Hojas de Sta. Coloma y Bañolas, (volcanismo de Olot-Adri)= a la que asigna DONVILLE (1976) una edad de 0,11 M.A. (Rissiense). Entre las dos últimas fases citadas por este autor se intercalaría el volcanismo explosivo de San Dalmay que podría si tuarse entre el Plioceno superior y la base del Cuaternario.

4.- PETROLOGIA

4.1.- Rocas Igneas

Ocupan practicamente toda la parte Sur de la Hoja, =
además de un stock granítico existente en la zona de Montnegre.
La mayor parte son rocas plutónicas y filonianas emplazadas du-
rante el Hercínico. Existen además, varicos pequeños afloramien-
tos de basaltos extruidos durante el Neógeno, al Norte de la =
Hoja, entre Corsá y Monells.

4.1.1.- Rocas plutónicas

Se han separado en cartografía cinco conjuntos petro-
gráficos que de una u otra manera se diferencian en alguna ca-
racterística.

4.1.1.1.- Granodiorita y granito biotítico (b^{c.3} y 3^b)

Constituyen la masa intrusiva principal de Las Gaba-
rras así como de Las Guilleroas. Con frecuencia se han engloba-
do en este término a rocas que van desde granitos leucocráticos
(zona de Bell-Lloch) hasta tonalitas. Tienen de común el tama-
ño de grano, generalmente grueso, y la fuerte alteración a "sau-
lo" que presentan. Ocasionalmente afloran zonas episienitizadas
debido a la alteración hidrotermal de granodioritas; estas zo-
nas poseen forma irregular y dimensiones reducidas, no carto-
grafiables.

Una composición típica en muestra sana tiene como minerales fundamentales: plagioclasa (oligoclasa) ortosa y/o microclina, cuarzo y biotita. Los accesorios más comunes son moscovita, apatito y circón, y menos frecuentes turmalina, hematites y minerales opacos.

4.1.1.2.- Granodiorita porfídica (b_pγ³)

Realmente es la misma masa intrusiva granodiorítica= descrita más arriba, solo que en determinadas zonas aparece == con unos grandes fenocristales de ortosa perfitica con macla = de Carlsbad, de hasta 5 cms. de longitud.

En ocasiones no se han podido diferenciar de las no= porfídicas por no permitirle la escala de trabajo.

4.1.1.3.- Granito de dos micas (h_{c.h}γ³)

Aflora en una estrecha franja que limita con la Hoja de San Feliu de Guixols. Se trata de un granito de tendencia = leococrática, de color rosado, con disyunción prismática típica: presenta diaclasas netas a través de las cuales se produce una alteración en forma encebollada o concéntrica.

Como minerales fundamentales tiene: cuarzo, ortosa =

(y, a veces, microclina) y plagioclasas sericitizadas, biotita y moscovita. Son accesorios minerales opacos, apatito y circón. Las plagioclasas presentan a veces zonación; la ortosa es algo pertítica y con macla de Carlsbad; biotita y moscovita están = intimamente relacionadas, con cristales hipidiomorfos.

La separación en campo de este granito es fácil por= aparecer en afloramiento totalmente diferente a la masa intru- siva principal de granodioritas. Es un granito claramente pos- tectónico y posiblemente su emplazamiento haya tenido lugar = después de la granodiorita. En la Hoja de Palafrugell entre Ta mariú y Aiguablava aflora un macizo idéntico al descrito aquí.

4.1.1.4.- Leucogranito moscovítico con granate (b 3 / 3 G)

Con características composicionales ligeramente dis- tintas al resto de rocas plutónicas existentes en la Hoja se = han separado el macizo granítico de Can Dos Rieras, que es = = atravesado por la carretera de La Bisbal a Cassá de la Selva.= El afloramiento es de forma rectangular de unos 2 Kms. de an- = cho por 8 Kms. de largo según la dirección ONO-ESE.

Los componentes fundamentales son cuarzo, ortosa, mi- croclina, plagioclasa y moscovita, siendo accesorios biotita, = hematites y granate. La presencia de este último ha sido detec

tada en lámina delgada de casi todas las muestras recogidas en este stock, mientras que no se ha reconocido en los restantes macizos intrusivos. La moscovita puede ser secundaria, a partir de la biotita, aunque ahora es mucho más abundante; los cuarzos están deformados y con extinción ondulante; las plagioclasas no están zonadas y presentan maclado polisintético.

Este stock que denominamos de "Cán Dos Rieras" es claramente diferente de la masa de granodiorita y de cualquier otro complejo plutónico aflorante dentro de la Hoja, aunque ha debido intruir contemporaneamente con la masa granodiorítica principal y, como ésta, origina una amplia aureola de metamorfismo de contacto.

4.1.1.5.- Leucogranito y granito biotítico ^{(b} _{c.2} ³⁾

En el Mapa Geológico también se ha preferido separar la mancha granítica de Montnegre de los restantes granitoides. La composición más frecuente del mismo es la de un leucogranito rosado de grano grueso, con escaso contenido en melanocristos y aparentemente más feldespatos potásicos que plagioclasas, aunque nunca se consiguió una muestra suficientemente dura para su estudio petrográfico mediante lámina delgada. Dentro de este tipo descrito "de visu", son frecuentes las diferencias de leucogranito aplítico.

Cuando la roca es más competente y dura ha sido clasificada como granito biotítico, con cuarzo, ortosa y/o microclina perfitica, plagioclasa y biotita como minerales esenciales y moscovita, apatito, esfena, hematites, circón y opacos = como accesorios.

4.1.2.- Rocas hipoabisales

Se han diferenciado cinco grupos de rocas filonianas, la mayoría de ellos diques porfídicos de composición variable, si bien predominan los graníticos.

4.1.2.1.- Lamprófidos (PL)

Son diques de rocas oscuras, casi negras, encajados = normalmente en las granodioritas. Su composición más frecuente incluye siempre plagioclasa (oligoclasa-andesina) y hornblenda y/o biotita entre los minerales esenciales, encontrándose entre los accesorios magnetita, cuarzo, esfena y apatito.

En opinión de SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1934) son las rocas más recientes entre las relacionadas con el plutonismo = hercínico. MARCET (1948) realizó unas primeras dataciones radio métricas con resultados que confirmaron al primero y, más recientemente, las dataciones efectuadas por CHESSEX et al. (1965)

llegaron a la misma conclusión: los lamprófidos son los diques emplazados más recientemente, hace unos 185 M.A.

4.1.2.2.- Pórfidos granodioríticos y cuarzdioríticos(FO $\gamma\eta$)

Son diques poco frecuentes, al contrario de lo que ocurre en el área del embalse de Susqueda y, en general, en las Guillerías, donde se cuentan por centenares. Se trata de rocas de textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita y matriz cuarzofeldespática con mica blanda. Los fenocristales de plagioclasa son hipidiomorfos a idiomorfos, casi siempre sericitizados; los cuarzos presentan signos evidentes de corrosión magmática; las biotitas están plegadas, a veces con kinks. En la matriz se aprecian ocasionalmente estructuras de flujo.

4.1.2.3.- Pórfidos cuarcíferos, granófidios y felsófidios(FO γ)

Se han englobado dentro de estos términos a una serie de diques de composición ácida, usualmente rosados o blancuzcos, con disyunción prismática y de tendencia aplítica.

Presentan texturas porfídicas o granofídicas con fenocristales de cuarzo, feldespato potásico (ortosa perfitica), y en menor proporción plagioclasa. La matriz es cuarzofeldespática, con profusión de texturas micrográficas. Dentro de la pasta se distinguen como accesorios biotita, minerales opacos,

hematites, apatito, rutilo, moscovita, etc. Los fenocristales de cuarzo presentan golfos de corrosión magmática; en los de ortosa se observan texturas glomeroporfídicas.

4.1.2.4.- Pórfidos graníticos (FO_g)

Están profusamente representados en la Hoja, en forma de diques encajados indistintamente en el Paleozoico y en los granitoides.

En lámina delgada se observa una textura holocristalina, porfídica, con fenocristales de cuarzo, ortosa o microclina perfitica, plagioclasa y biotita. La matriz suele ser cuarzofeldespática, con moscovita; los fenocristales de cuarzo presentan golfos de corrosión magmática; los feldespatos están casi siempre alterados a sericita y la biotita a clorita.

4.12.5.- Diques de cuarzo (F_q)

Se han encontrado algunos diques de cuarzo encajados en las granodioritas del área de Calonge, que tienen escasa entidad.

4.1.3.- Rocas volcánicas

Al Sur de Madremanya y entre Corsá y Monells, afloran varios pequeños retazos de basaltos olivínicos cuyo emplazamiento hemos situado en el Mioceno Superior. Más al Norte, ya en la Hoja de Torroella de Montgri, están mucho más ampliamente representados.

4.2.- Rocas metamórficas

El Paleozoico de Gerona aparece en general afectado por un metamorfismo regional muy débil. Se detecta, sin embargo, una amplia aureola de metamorfismo de contacto que rodea a los macizos intrusivos principales. Dentro de esta aureola se ha observado, en lámina delgada de algunas muestras, que están afectadas solamente por metamorfismo regional, aunque lo más frecuente es encontrar una cristalización mimética de minerales debido a metamorfismo térmico.

El macizo de las Gabarras alcanza su máxima altitud precisamente en el Puig d'Arcas, en una franja de hasta más de 2 Kms. de anchura que circunda por el Norte a las intrusiones graníticas.

Las paragónesis de metamorfismo de contacto más fre-

cuentes incluyen cuarzo, moscovita, biotita, albita y andalucita y, en muchas ocasiones también se observan otros minerales como cordierita (pinnita), usualmente retromorfizada a sericita o sillimanita (fibrolita) asociada siempre a la andalucita. En apreciación de campo se suele definir como un esquisto mosqueado con estructura porfidoblástica y lepidoblástica, de tonos oscuros, o bandeada con capas claras (samíticas) y oscuras (pelfíticas) y en algunos casos cornubianitas.

4.3.- Rocas ígneas y metamórficas indiferenciadas (My)

Ha sido necesario utilizar este término cartográfico tan impreciso en varios afloramientos, a veces bastante extensos donde era imposible su separación a la escala del trabajo. Puede decirse que la superficie de contacto entre los granitoides y la roca de caja coincide casi con la superficie topográfica. La roca intrusiva suele ser un granito muy alterado en muchos metros de profundidad. Las rocas encajantes son esquistos cornubianíticos orientados desordenadamente.

5.- GEOLOGIA ECONOMICA

5.1.- Minería y canteras

Existen labores mineras abandonadas cerca de Montrás, en el límite oriental de la Hoja, donde se ha explotado galena y baritina (MARCET RIBA y SOLE SABARIS, 1949). Aparte de estas labores no se conoce ninguna actividad minera en el macizo de las Gabarras.

En la actualidad se explotan varias canteras de cierta entidad, en granitos, corneanas, en las calizas lutecienses de los alrededores de Gerona y en los niveles arcillosos del Neógeno del Bajo Ampurdán.

Cerca de Calonge, al Sur del Torrente Folé ha sido abierta recientemente una cantera de la que se extraen grandes bloques de granodiorita sana, unas veces porfídica y otras no porfídica.

Unos tres kilómetros al Norte de Calonge hay otra cantera, ésta dentro de la banda de corneanas del Puig d'Arcas, en la que se explotan las cornubianitas para la obtención de áridos que clasifican allí mismo.

En los alrededores de la capital, Gerona, son objeto de explotación las calizas de la formación Gerona, destinadas a diversos usos.

Por último, al Noroeste de La Bisbal hay varias canteras abiertas en el Mioceno Superior continental del Bajo Ampurdán, en las que se explotan niveles arcillosos, que son la materia prima de la importante industria cerámica de la citada localidad, La Bisbal, de tipo artesanal principalmente.

5.2.- Hidrología subterránea

En la presente Hoja se pueden diferenciar cuatro zonas de comportamiento hidrológico diferente:

- El Paleozoico de las Gabarras, constituido por materiales im permeables esencialmente.
- Los macizos de granitoides situados al Sur de las Gabarras, hasta el Valle de Aro, cuya alteración y diaclasamiento les confiere ciertas posibilidad como acuífero subterráneo.
- La depresión del Bajo Ampurdán que ocupa todo el Noreste de la Hoja, con materiales del Eoceno y Mioceno, algunos de cuyos tramos son óptimos como potenciales acuíferos de cierta entidad, y por último,

- SOLE SABARIS, L. (1946).- "Características hidrogeológicas = de los manantiales carbónicos de Gerona llamados Fonts Pi-cants". An. Inst. Est. Gerundenses, 1. pp. 236-269.
- SOLE SABARIS, L. (1948).- "Observaciones sobre el Plioceno = de la comarca de la Selva (Gerona)". Est. Geol. nº IV, pp. = 287-307.
- SOLE SABARIS, L. (1967).- "Empordà et region volcanique d'Olot". Livret guide de l'excursion aux Pyrénées INQUA. V Cong. Inter. 107 pp.
- SOLE SABARIS, L. (1962).- "Observaciones sobre la edad del = volcanismo gerundense". Mem. R. Acad. Ciencias y Artes de = Barcelona. Nº 34, pp. 259-375.
- SOLE SABARIS, L. y LLOPIS LLADO, N. (1939).- "Terminación = septentrional de la Cordillera Costera Catalana". Asoc. Est. Geol. del Medit. Occid., t. VI. Estudios geomorfológicos de la Península Hispánica, nº 1, 87 pág.
- SOLE SUGRAÑES, L. (1978).- "Alineaciones y fracturas en el = Sistema Catalán según las imágenes del LAND-SAT-1". Tecno-rrae, Volumen 22, pp. 6-16.
- TEIXIDOR, J. (1884).- "Reseña geológica de la Provincia de = Gerona". Mem. R. Acad. Cienc. Nat. y Art. de Barna. núm. 20.
- TOURNON, J. (1968).- "Le volcanisme de la province de Gerone. = Espagne". Tesis doctoral. Paris.
- TOURNON, J. (1969).- "Les roches basaltiques de la province = de Gerone (Espagne): basanites à leucite et basanites à analcime". Bull. Soc. Franc. de Mineralogie et de Cristallogra- = phie, t. 92, pp. 376-382.
- TRILLA, J. y PALLI, L. (1977).- "Vulnerabilidad a la polu- = ción como temática hidrogeológica. Aplicación en una zona de los alrededores de Girona". Cámara Of. de Com. e Ind. Gerona 75 pág.
- VIA, L. (1969).- "Crustáceos decápodos del Eoceno español". = Revista Pirineos, núms. 91-94, 480 pp.
- VIDAL, L. M. (1886).- "Reseña Geológica y Minera de la Pro- = vincia de Gerona". Bol. Com. Mapa Geol. Esp. Prov. de Gerona. Tomo XIII, Cuaderno, 2.
- VILLALTA, J. F. (1958).- "Le Néogène de l'Ampurdan". Bull. = Soc. Geol. France. t. VIII, pp. 947-948.
- VILLALTA, J. F. y PALLI, L. (1973).- "Presencia del Mioceno = continental bajo el cauce del río Onyar en Gerona" Acta Geol. Hisp. t, VIII, pp. 109-110.

- PUSCHMANN, H. (1968).- "Stratigraphische Untersuchungen im = Paleozoikum des Montseny (Katalonien/Spanien)". Geol. Rundschau, t. 57, pp. 1066-1088.
- REGUANT, S. (1967).- "El Eoceno marino de Vic (Barcelona). = Mem. Inst. Geol. Min. Esp. t. LXVIII. Madrid.
- RIBERA FAIG, J. (1945).- "Sobre el Plioceno continental del = Alto Ampurdán". Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. t. XLIII, pp. 41-46.
- RIOS, J. M. - ALMELA, A. - CARRERO, J. (1943).- "Contribución al conocimiento de la zona subpirenaica catalana. 1ª Parte: = Observaciones geológicas sobre el borde sur de los Pirineos = Orientales". Bol. Geol. Min. Esp. t. LVI, pp. 337-389.
- SAN MIGUEL, M. (1931).- "Resumen geológico-geognóstico de la Costa Brava". Asoc. Esp. Prog. Cien. Cong. Lisboa, pp. 1-22, 7 lám. 1 map.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1934).- "L'abastiment d'aigües = potables a Girona". Gráficas Darius Rabola, pp. 3-25, 18 fot.
- SAN MIGUEL, A. y CARRERAS, J. (1971).- "Relaciones entre me = tamorfismo y emplazamiento del granito en el área del Cap = = Gros de Palanés (Gerona)". Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. XXVI, pp. 93-117.
- SANTANACH, P. (1974).- "Estudi tectonic del Paleozoic Inferior del Pirinen entre la Cerdanya y el Inter". Publ. Fund. Salv. Vives Casajuana, pp. 1-133.
- SCHMIDT, H. (1931).- "Das Paleozoikum der spanischen Pyrenäen" Gess. Wiss. Göttingen Nat. u. Phys. Trad. en Publicaciones = extranjeras sobre geología de España, t. II, pp. 100-200.
- SCHRIEL, W. (1929).- "Der geologische Bau des Katalonischen = Küstengebirges zwischen Ebromündung und Ampurdan". Traducido al español en Publ. Extr. Geol. España, 1942, pp. 103-168.
- SERRA RAVENTOS, J. (1976).- "Le Précontinent catalan entre = le Cap Begur et Arenys de Mar (Espagne): structure et sédimen = tation recente". Tesis doctoral Univ. Toulouse, 215 págs.
- SIJP, J. van der (1951).- "Petrography and Geology of Montse = ny-Guilleries". Vitgeverij Excelsior. S-Gravenhage.
- SOLE SABARIS, L. (1936).- "Notes geomorfològiques sobre les = Guilleries". Guía d'Excursions. Inst. d'Estudis Catalans, pp. 118-129.

- MARCET RIBA, J. (1949b).- "Provincias petrográficas gerundenses". Est. Geol. nº 9, pp. 205-209.
- MARCET RIBA, J. - SOLE, L. (1949).- "Memoria explicativa y = mapa geol. España 1/50.000. Hoja nº 334 (Gerona). I.G.M.E.
- MARCET RIBA, J. (1954).- Estudio estratigráfico del Eoceno = de Esclanyà (Baix Empordà, prov. Gerona). R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo homenaje a Hernandez Pacheco.
- MARCET RIBA, J. (1955).- "Síntesis petrográfica y estratigráfica del Eoceno de la zona Palafrugell-Esclanyà-Regencós". = C.S.I.C. Anales del I.E.G. Vol. X.
- MARCET RIBA, J. (1956a).- "Estudio petrográfico y estratigráfico del Eoceno de la zona Palafrugell-Esclanyà-Regencós". = Mem. R.A.C.A. 3ª Ep. núm. 654. Vol. 32, núm. 6.
- MARCET RIBA, J. (1956b).- "Sucesión estratigráfica y fósiles del Eoceno de la zona de Palafrugell-Esclanyà-Regencós (Baix Empordà)". Not. y Com. I.G.M.E. núm. 42.
- MARTINEZ GIL, F. J. (1972).- Estudio hidrogeológico del Bajo Ampurdán (Gerona). Memoria del I.G.M.E. n.º 84 (2 vol).
- MATTE, PH. y CAPDEVILLA, R. (1973).- "La structure de la = chaîne hercynienne dans l'Est de la Péninsule Iberique. C.R. Acad. Sc. Paris. t. 276, pp. 2867-2870.
- M.O.P. (1970).- "Estudio de los recursos hidráulicos totales del Pirineo Oriental, zona Norte nº 1: Costa Brava (3 tomos) y nº 2: Zona de la Selva". Dir. Gen. Obras Hid., Comisaría Aguas Pir. Oriental. S.G.O.P.
- PALLI, L. (1972).- "Estratigrafía del Paleógeno del Empordà y zonas limítrofes". Publ. de Geología Univ. Autónoma de Barcelona, nº 1, 333 pág.
- PALLI, L. (1976).- "Morfología de las terrazas del Ter en Girona". Anales Sec. Ciencias Col. Univ. Girona. t, I, vol. 1.
- PALLI, L. y FRIAS, R. (1978).- "Presencia del Paleógeno bajo los sedimentos neogénicos de Vilablareix (Girona)". An. Sec. Ciencias Col. Univ. Girona, nº 3, pp. 27-34.
- PALLI, L.; ROSELL, J. y OBRADOR, A. (1972).- "Interpretación sedimentológica y paleogeográfica del nivel de arciscas eocénicas de Sarrià de Ter (Prov. de Gerona)". Acta Geol. Hisp. t. VIII, pp. 109-112.
- PARIS, C. y ALBERT-BELTRAN, J. F. (1976).- "Sobre la génesis de las aguas carbónicas de la provincia de Gerona". Acta = Geol. Hisp. t. XI, nº 5, pp. 124-128.

- La depresión de la Selva, que parece reunir las mejores características hidrogeológicas de la Hoja; en esta depresión existen dos niveles acuíferos aprovechables, uno en el Plioceno detrítico y otro en la zona de contacto del Neógeno con el zócalo paleozoico (MARCET y SOLE, 1949).

En Caldás de Malavella, población situada dentro de la Hoja de Santa Coloma de Farnés, prácticamente en el límite con ésta, son conocidas sus fuentes termales y carbónicas. LLOPIS (1951) realizó un estudio exhaustivo de los manantiales de esta localidad, estableciendo un origen común para todos ellos, origen asociado a la falla de Puig Moleras-can Teixidor y al vulcanismo neógeno de la zona.

Se debe hacer mención también de la gran cantidad de fuentes carbónicas (fontes picants) existentes en el contacto entre el macizo de las Gabarras y las depresiones neógenas. Se trata de manantiales relacionados con la tectónica de los que MARCET y SOLE (1949) citan una lista exhaustiva compuesta por catorce fuentes carbónicas, localizadas en Gerona, Cassa de la Selva, Llagostera, Bell-lloch y Madremanya. Una de las más conocidas es la llamada Font de la Pólvora, cerca y al Este de Gerona.

Por último, MARTINEZ GIL (1972) hace un estudio hidrogeológico del Bajo Ampurdán que ocupa buena parte de esta Hoja, aparte de dedicar un estudio exhaustivo de este mismo tipo al Cuaternario de Pals. Remitimos, por lo tanto, a esta tesis doctoral para una mayor información de carácter hidrogeológico.

DOCUMENTO PROVISIONAL

- BIJU-DUVAL, B.; LAMPEREIN, C.; LOPEZ, N. y RIVEREAU, J.C. == (1976).- "Esquisse photogéologique du domain méditerranéen.- Grands traits structuraux a partir des images du satellite = LANDSAT-1. Rev. Inst. Franc. du Petrol., 31 (3), pp. 365-400.
- BOIS, J.P. y POUIT, G. (1976).- "Les minéralisations de Zn-Pb de l'anticlinorium de Pierrefitte: un exemple de gisements = hidrotermaux et sédimentaires associés au volcanisme dans le Paléozoïque des Pyrénées Centrales". Bull. B.R.G.M., 2^e serie, sec. 2, n^o 6, pp. 543-567.
- BLONDEAU, A. (1968).- "Révision des Nummulites et Assilines = des Alpes Maritimes Franco-Italiennes". Colloque sur l'Eocène Mai, 1968. Paris Mémoires B.R.G.M., n^o 58, pp. 28-55.
- BLONDEAU, A. - BODELLE, J. - LANTEAUME, M. - NEUMANN, N. == (1968).- "Répartition stratigraphique des grandes Foramifè- = res de l'Eocène dans les Alpes Maritimes et Basses Alpes". = Colloque sur l'Eocène. Mai, 1968. Mémoires du B.R.G.M. n^o 58, pp. 13-27.
- BLOW, W. H. (1969).- "Late middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy". Proc. First. Inter. Conf. = Plank. Microf., Vol. I, pp. 199-422.
- CALDERON, S.; FERNANDEZ NAVARRO, L. y CAZURRO, M. (1907).- = "Formaciones volcánicas de la provincia de Gerona". Mem. R. = Soc. Esp. Hist. Nat., IV, pp. 160-489.
- CAMPA-VIÑETA, J. A. y MONTORIOL-POUS, J. (1974).- "Mineralo- génesis del yacimiento de Osor (Gerona)". Acta Geol. Hisp., = t. IX, n^o 4, pp. 13-141.
- CARANDELL, J. (1942-43).- "El Bajo Ampurdán. Ensayo Geográfi- co". Bol. Univ. Granada, n^o 71-72, 183 pp.
- CARRERAS, J. y VILADEVALL, M. (1974).- "Estudio preliminar = del área metamórfica de Sa Riera (Bagur, prov. Gerona)". = Inst. Inv. Geol. Univ. Barcelona, vol. XXIX, pp. 67-78.
- CAVET, P. (1951).- "Stratigraphie du Paléozoïque de la zone = axiale des Pyrénées orientales", C.R. Ac. Sci., t. 232, pp. = 743-745 y 845-859.
- CAVET, P. (1957).- "Le Paléozoïque de la zona axiale des Py- rénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre (étude stratigraphique et paléontologique)". Bull. Serv. Cart. Géol. France, n^o 254, T-55, pp. 307-518.
- COMISION AMERICANA DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA (1961).- = "Código de Nomenclatura Estratigráfica", Inst. Geol. Univ. Aut. de México, Soc. Geol. Mexicana. Asoc. Mexicana de Geólogos = Petroleros.

- COY-YLL, R.; TRAVERIA-CROSS, A.; AMIGO, J. M^a; MONTORIOL-POUS, J. y FONT-ALTABA, M. (1966).- "Contribución al conocimiento de la fluorescencia de fluorita, calcita, dolomita y baritina, procedentes de diversos yacimientos de la región catalana". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), pp. 265-280.
- COY-YLL, R.; GUNN, B. N. y TRAVERIA-CROSS, A. (1974).- "Geochemistry of the catalonian Volcanics, Spain". Acta. Geol. Hisp. t. IX, nº 4, pp. 127-132.
- CHESSEX, R.; DELALOYE, M.; KRUMMENACHER, D. y VUAGNAT, M. (1965).- "Sur l'âge des roches granitiques de la region Palamós-Palafrugell (Costa Brava)". Bull. Suisse Min. Patr., t. 45, nº 1, pp. 15-17.
- CHIA, M. DE. (1879).- "Apuntes geológicos sobre los terrenos terciarios medio y superior del Bajo Ampurdán", Revista de Gerona, t. IV, pp. 342.
- DONVILLE, B. (1973a).- "Géologie néogène et âges des éruptions volcaniques de la Catalogne orientale. Tesis doctoral, Toulouse.
- DONVILLE, B. (1973b).- "Ages potassium-argon des roches volcaniques de la dépression de La Selva (Nord-Est de l'Espagne)". C.R. Acad. Sc. Paris, t. 277, pp. 1-4.
- DONVILLE, B. (1976).- "Géologie néogène de la Catalogne orientale". Bull. B.R.G.M. Sec. IV, nº 3, pp. 177-210.
- FAURA y SANS, M. (1909).- "Origen geológico de los manantiales de la Font de la Pólvera (Gerona)". Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. T. 9, pp. 476-491.
- FAURA y SANS, M. (1915).- "Una tortuga fósil en el eocénico de Gerona". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. T. XV, pp. 291-295.
- FAURA y SANS, M. (1920).- "Hidrología fluvial i soterrània del Baix Empordà". Agricultura, any IV, pp. 91-96.
- FAURA y SANS, M. (1923).- "Explicació de la fulla núm. 24 Sant Feliu Guixols". Servei del Mapa Geològic de Catalunya. Vol. de 88 pp. Mamcomunitat de Catalunya.
- FAURA y SANS, M. (1925).- "Memoria para el abastecimiento de aguas potables para la villa de Palafrugell. Fascículo de 64 págs. Palafrugell.
- FERRER, J. (1971).- "El Paleoceno y Eoceno del borde sudoriental de la depresión del Ebro (Cataluña)". Mem. Suisses de Paléontologie. Vol. 90, 70 págs.

- FONTBOTE, J. M^a (1949).- "Nuevos datos geológicos sobre la =
cuenca alta del Ter". An. Ins. Est. Gerundenses, Vol. IV, pp.
129-185.
- FONTBOTE, J. M^a (1954a).- "Sobre la evolución tectónica de =
la depresión del Vallés-Penedés". Arrahona (Publ. Museo Saba
dell), pp. 1-37.
- FONTBOTE, J. M^a (1954b).- "Las relaciones tectónicas de la =
depresión del Vallés-Penedés con la Cordillera Prelitoral Ca
talana y con la Depresión del Ebro". R. Soc. Esp. Hist. Nat.,
pp. 281-310.
- FONTBOTE, J. M^a y GUITARD, G. (1958).- "Aperçus sur la tecto
nique cassante de la zone axiale des Pyrénées orientales en=
tre les bassins de Cerdagne et de l'Ampurdan-Rousillon". Bull.
Soc. Géol. France, 6^a serie, t. 8, n^o 8, pp. 884-890.
- FONTBOTE, J. M^a y JULIVERT, M. (1954).- "Algunas precisiones
sobre la cronología de los movimientos hercynianos en Catalu
ña". C.R. XIX Sess. Congr. Geol. Int., fasc. 15, pp. 575-591.
- FUENTE, C. de la ().- "Estudio físicoquímico y mineraló
gico de las arcillas cerámicas del Bajo Ampurdán".
- GICH, M. (1969).- "Las unidades litostratigráficas del Eoce
no Prepirenaico del Ripollés oriental". Acta. Geológ. Hisp., =
tomo IV, núm. I, pág. 5-8.
- GOLPE, J.M. (1974).- "Faunas de yacimientos con suiformes =
del Terciario Español. Paleontología y Evolución. T-VIII.
- GOT, H. (1973).- "Etude des corrélations tectonique-sédimen
tation au cours de l'Histoire quaternaire du precontinent =
pyrénéo-catalan". Tesis Univ. Sci. Tech. Languedoc. 294 pág.
- GUARDIA, P. (1964).- "Volcans tertiaires et quaternaires de
la province de Gerone et paléomagnétisme de leurs coulées. =
Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn. VI, pp. 201-210.
- GUITARD, G. (1970).- Le métamorphisme hercynien mésozonal=
et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées Orienta
les). Mémoires du B.R.G.M. n^o 63, 354 pág.
- HARTEVELT, (1970).- "Geology of the Upper Segre and Valira=
Valleys, Central Pyrenees (Andorra-Spain)". Leidse Geologis
che Mededelingen, n^o 45, pp. 167-236.
- HOTTINGER, L. - SCHAUB, H. (1961).- "División en pisos del =
Paleoceno y del Eoceno, Introducción de los pisos Ilerdiense
y Biarritziense". Nat. y Com. I.G.M.E. núm. 61, pp. 191-234.

6.- BIBLIOGRAFIA

- ALBERT, J. (1976).- "Estudio geotérmico preliminar de Cataluña. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona, 462 pág.
- ALMELA, A. y RIOS, J. M^a (1943).- "Contribución al conocimiento de la zona subpirenáica catalana, 2ª parte: las edades de las yesos del Eoceno catalán y algunas observaciones sobre la estratigrafía del mismo". Bol. I.G.M.E., t. 56, pp. 391-451.
- ALONSO, F.; PEON, A.; VILLANUEVA, O.; ROSELL, J.; TRILLA, J. y OBRADOR, A. (1974).- "Memoria y Hoja Geológica nº 364 (Lagarriga). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (segunda serie). I.G.M.E. Madrid.
- AMIGO, J. M. (1967).- "Mineralogía y génesis del yacimiento de fluorita de Osor (Gerona). Tesis doctoral. Secr. Publ. Univ. Barcelona.
- AMIGO, J. M. y FONT-ALTABA, M. (1966a).- "Estructura del yacimiento de fluorita de Osor (Gerona)". Est. Geol., vol. XXII, pp. 151-165.
- AMIGO, J. M. y FONT-ALTABA, M. (1966b).- "Estudio roentgenográfico y espectrográfico de las especies minerales y rocas más características del yacimiento de fluorita de Osor (Gerona)". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 64. pp. 209-228.
- AMIGO, J. M. y FONT-ALTABA, M. (1968).- "Estudios mediante tratamiento térmico (decoloración, decrepitemetría) de diversos ejemplares de fluorita, galena y esfalerita procedentes del yacimiento de Osor (Gerona)". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 66, p. 53-59.
- ASHAUER, H. y TEICHMULLER, R. (1935).- "Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens". Traducido al español por J. M. Ríos en Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España, C.S.I.C., 1946, t. III, pp. 7-102.
- BATALLER, J. R. (1923).- "Assaig bibliografic de la Geologia de Girona". But. Inst. Cat. Hist. Nat. 2ª Serie III, núm. 1 y 2, pp. 36-55.
- BATALLER, J. R. (1954-55).- "Enumeración de las especies nuevas del Eocénico en España". An. Esc. Sup. Agr. vol. 13, pp. 3-50.
- BAUZA, F. (1874).- Breve reseña geológica de la provincia de Gerona". Bol. Com. Map. Geol. Esp. T. I, pp. 169-175.

- I.G.M.E. (1971).- "Mapa Geológico de España a escala 1/200.000 Hoja de Figueras (Nº 25)". I.G.M.E.
- I.G.M.E. (1972).- "Mapa Geológico de España a escala 1/200.000 Hoja de Barcelona (Nº 35)". I.G.M.E.
- I.G.M.E. (1974).- Mapa Tectónico de la Península Ibérica y =
Balears a escala 1/1.000.000. I.G.M.E.
- JULIA, R. y VILLALTA, J. F. (1974).- "El Ampurdán". Coloquio Internacional sobre Bioestratigrafía del Neógeno Superior y =
Cuaternario Inferior. Libro-guía.
- KROMM, F. (1966).- "L'âge et les conditions de sédimentation des couches rouges de l'Eocène terminal entre l'Ampurdan et =
le fleuve Ter (province de Gerona. Espagne)". Act. Soc. Linn. Bordeaux. T. 103, serie B, núm. 9.
- KROMM, F. (1968a).- "Notice explicative d'une carte à = = = =
1/100.000 des formations éocènes de la zone prépyrénéenne (pro =
vinces de Barcelone et de Gerone, Espagne)". Act. Soc. Linn. Bordeaux, t. 105, serie B. núm. 8, 7 pp.
- KROMM, F. (1968b).- "Stratigraphie résumée de l'Eocène du = =
versant sud des Pyrénées orientales et de la zone prépyrénéenne =
nne (provinces de Gerone et de Barcelone, Espagne)". Soc. = =
Geol. France, fasc. 7, pp. 224-225.
- LLOPIS LLADO, N. (1945).- "Los movimientos corticales intra- =
cuaternarios del NE de España". Est. Geol. pp. 181-236.
- LLOPIS LLADO, N. (1947).- "Contribución al conocimiento de =
la morfoestructura de los Catalanides". Publ. Inst. "Lucas = =
Mallada", C.S.I.C. 364 pág.
- LLOPIS LLADO, N. (1951).- "Estudio geológico de los alrededores =
de Caldas de Malavella (Gerona)". Speleon. pp. 103-154.
- MARCET RIBA, J. (1945).- "Los plegamientos variscos póstumos =
en el Nordeste de España". Miscelánea Almera. Publ. Inst. G. = =
Dip. Prov. Barcelona, pp. 139-157.
- MARCET RIBA, J. (1947).- "Rocas eruptivas de las Gabarras y =
de la zona adyacente de la Costa Brava Catalana". Trab. Mus. = =
C. Nat. Barcelona, Vol. I, núm. 1.
- MARCET RIBA, J. (1948).- "Edad geológica de los periodos erup =
tivos de les Gavarres y de la Costa Brava Catalana". Mem. R. = =
A. C. Art. Barna, Vol. XXIX, núm. 13.
- MARCET RIBA, J. (1949a).- "Periodos eruptivos de la provin = =
cia de Gerona (Gavarres y Empordà)". Est. Geol. núm. 9, pp. = =
189-203.