



35
10-4

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E, 1:200.000



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

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

BARCELONA

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:

AUTORES

Granitoides

P. Enrique U.C. Barcelona

Paleozoico

Memoria M. Julivert U.A. Barcelona
H. Duran U.A. Barcelona

Cartografía A. Barnolas IGME
A. García de Domingo INYPSA

Metamorfismo

F. Martínez U.A. Barcelona

Triásico

M. Marzo U.C. Barcelona

Paleógeno

A. Barnolas. IGME

Neógeno

J. Rosell. U.A. Barcelona

I. Cl. Gallego Coiduras. INYPSA

Cuaternario, Vulcanismo y Tectónica Alpina

I. Cl. Gallego Coiduras. INYPSA

A. García de Domingo. INYPSA

Geología Económica

I. Cl. Gallego Coiduras. INYPSA

J. Trilla. U.A. Barcelona

COORDINACION

A. García de Domingo. INYPSA

DIRECCION Y SUPERVISION

A. Barnolas. IGME

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

Depósito Legal: M-2567-1984

Impresión - Fotocomposición.—G. SOLANA - CARMAGRAF, S.A.
C/ Carmen Bruguera, 26. Madrid-26 y Sambara, 40. Madrid-27

I N D I C E

	Págs.
1. INTRODUCCION	9
2. ESTRATIGRAFIA	11
2.1. PALEOZOICO	11
2.1.1. Cámbrico-Ordovicico	13
2.1.2. Caradociense-Ashgillense	14
2.1.3. Silúrico	15
2.1.4. Silúrico-Devónico	17
2.1.5. Carbonífero	19
2.2. MESOZOICO	20
2.2.1. Triásico	20
2.2.1.1. Scythiense-Anisiense. Conglomerados y areniscas rojas. (Facies Buntsandstein)	23
2.2.1.2. Anisiense. Calizas y dolomías (Facies Mus- chelkalk)	24
2.2.1.3. Anisiense superior-Ladiniense inferior. Arcillas rojas, con intercalaciones de areniscas y yesos (Facies Muschelkalk)	25
2.2.1.4. Ladiniense superior—Karniense. Dolomías (Facies Muschelkalk)	26
2.3. TERCIARIO	26
2.3.1. Paleógeno	26
2.3.1.1. Tramo basal infraluteciense	27
2.3.1.1.1. Thanetiense superior. Lutitas ro-	

jas con abundantes horizontes carbonatados (paleosuelos). Fm. MEDIONA	28
2.3.1.1.2. Ilerdiense medio.—Calizas arenosas y margocalizas con Alveolinas (Fm. ORPI)	28
2.3.1.1.3. Cusiense, Areniscas y Conglomerados rojos (Fm. VILANOVA DE SAU)	29
2.3.1.1.4. Ilerdiense superior?—Luteciense superior. Conglomerados, areniscas y lutitas rojas	29
2.3.1.2. Sedimentos del ciclo Luteciense	30
2.3.1.2.1. Luteciense. Conglomerados y areniscas rojas (Fm. ROMAGATS)	30
2.3.1.2.2. Luteciense inferior y medio. Calizas arenosas y bioclásticas, calizas numulíticas (Fm. TAVERTET)	30
2.3.1.2.3. Luteciense superior-Biarritzense inferior (?). Margas azules (Fm. COLL DE MALLA)	32
2.3.1.3. Sedimentos marinos del ciclo "Biarritzense" -Priaboniense	32
2.3.1.3.1. Luteciense superior (?)- "Biarritzense" medio. Areniscas con glauconita (FM. FOLGUEROLES)	32
2.3.1.3.2. Biarritzense inferior? - Areniscas calcáreas, limolitas, margas y calizas (FM. COLLBAS)	36
2.3.1.3.3. Biarritzense. Margas, limos y arcillas gris-azuladas con alguna intercalación de areniscas (FM. IGUALADA)	37
2.3.1.3.4. Biarritzense medio-superior- Priaboniense. Conglomerados areniscas y margas	38
2.3.1.3.5. Biarritzense-Priaboniense. Calizas con corales (Fm. TOSSA)	39
2.3.1.3.6. Priaboniense med.-sup. (?). Yesos de LA NOGUERA	41
2.3.1.4. Sedimentos continentales del Oligoceno	41
2.3.1.4.1. Arcillas rojas, con niveles de areniscas y conglomerados grises (Fm. ARTES)	41
2.3.1.4.2. Estampiense. Arenas arcósicas y conglomerados	41
2.3.2. Neógeno	42
2.3.2.1. Bajo Ampurdán	42
2.3.2.1.1. Mioceno superior (Vallesiense-	

Turolense)—Arcillas versicolores con intercalaciones de arenas y conglomerados	42
2.3.2.1.2. Plioceno - Conglomerados	44
2.3.2.2. Depresión de La Selva	44
2.3.2.2.1. Mioceno superior-Plioceno.-Arenas arcósicas, arcillas y conglomerados ..	44
2.3.2.2.2. Plioceno-Conglomerados	46
2.3.2.3. Vallés Oriental	46
2.3.2.3.1. Mioceno medio. Arenas arcósicas y conglomerados	46
2.3.2.3.2. Mioceno superior (Vallesiense).-Arcillas amarillas con lentejones de areniscas y conglomerados	47
2.3.2.3.3. Mioceno superior. Conglomerados poco cementados, areniscas y arcillas con matriz arenó-arcillosa	48
2.3.2.4. El Llano de Barcelona	49
2.3.2.4.1. Serravallense- Tortoniense. Arcillas azuladas, areniscas cuarcíticas y areniscas lumaquelas	49
2.3.2.4.2. Mioceno medio-superior. Conglomerados, areniscas y limolitas	50
2.4. CUATERNARIO	50
2.4.1. Cono de deyección antiguo	50
2.4.2. Depósitos de arroyada y coluviones antiguos	51
2.4.3. Glacis	51
2.4.4. Depósitos de pie de monte	51
2.4.5. Depósitos aluviales	52
2.4.6. Limos rojos con caliche asociados a terrazas	52
2.4.7. Derrubios de ladera y coluviones	52
2.4.8. Eluvial	53
2.4.9. Cono de deyección recientes	53
2.4.10. Dunas	53
2.4.11. Marismas	53
3. TECTONICA	55
3.1. TECTONICA HERCINICA	55
3.1.1. Edad de la deformación	57
3.2. TECTONICA ALPIDICA	58
4. PETROLOGIA	61
4.1. ROCAS PLUTONICAS	61
4.1.1. Rocas plutónicas sintectónicas	61
4.1.1.1. Leucogranito moscovítico foliado de Osor	61
4.1.2. Rocas plutónicas y posttectónicas	62
4.1.2.1. Gabros	62
4.1.2.2. Dioritas y Cuarzodioritas	63

4.1.2.3. Tonalitas	63
4.1.2.4. Granodioritas	65
4.1.2.4.1. Granodioritas de grano fino biotítico-hornbléndicas	66
4.1.2.4.2. Granodioritas biotíticas porfiroides de grano medio a grueso	67
4.1.2.4.3. Granodioritas biotíticas, con hornblenda accesoria, de grano medio a grueso	68
4.1.2.4.4. Granodioritas biotíticas de grano medio	68
4.1.2.5. Granitos	70
4.1.2.5.1. Granitos biotíticos porfídicos — porfiroides de Tagament — Vallfornes	71
4.1.2.5.2. Leucogranitos moscovíticos de Cassá de la Selva	71
4.1.2.5.3. Granitos y leucogranitos biotíticos de grano medio a grueso (3-15 mm.)	72
4.1.2.5.4. Leucogranitos de grano fino a medio o aplíticos	72
4.1.2.5.5. Leucogranitos de dos micas de grano fino de Castillo de Aro	74
4.2. ROCAS FILONIANAS	74
4.2.1. Pórfitos graníticos y cuarzodioríticos	75
4.2.2. Felsitas	76
4.3. ROCAS VOLCANICAS	76
4.3.1. Vulcanismo de La Esparra	77
4.3.2. Vulcanismo de San Mauricio y Caldas de Malavella	77
4.3.3. Vulcanismo de Hostalrich	78
4.3.4. Vulcanismo de San Cornell	79
4.3.5. Vulcanismo de Massanet	80
4.3.6. Basaltos de Domeny	81
4.3.7. Vulcanismo explosivo de San Dalmai	81
4.4. ROCAS METAMORFICAS	81
4.4.1. Metamorfismo regional	82
4.4.1.1. Gneises cuarzo-feldespáticos leucocráticos	83
4.4.1.2. Mármoles y rocas calco-silicatadas	84
4.4.1.3. Ortoanfibolitas	84
4.4.2. Metamorfismo de contacto	85
5. HISTORIA GEOLOGICA	87
6. GEOLOGIA ECONOMICA	95
6.1. MINERIA Y CANTERAS	95
6.2. HIDROGEOLOGIA	96
7. BIBLIOGRAFIA	99

1.—INTRODUCCION

La Hoja 1:200.000 nº 35 de Barcelona, se sitúa en el extremo NE de la Península, abarcando parte de las provincias de Barcelona y Gerona. En ella cabe distinguir diferentes dominios o unidades geológicas.

Los relieves más acusados pertenecen a las Catalanides, importante sistema montañoso que con dirección NE-SW, recorre prácticamente toda la hoja, a modo de alineaciones paralelas a la línea de costa. En ella se diferencian tres unidades: las Cordilleras Prelitoral y Litoral, separadas por una depresión tectónica, la Depresión Prelitoral o del Vallés.

Aunque se trata de un macizo antiguo contituido fundamentalmente por materiales paleozóicos, su disposición y principales rasgos morfológicos se deben a la tectónica alpina.

El extremo NE se halla ocupado por materiales pertenecientes a la Depresión del Ampurdán (S.S.). Se trata del borde Sur de esa unidad, que se abre hacia el N (fuera de la hoja) en toda su extensión, dando lugar al Ampurdán propiamente dicho.

Tanto la Cordillera Prelitoral como la Cordillera Litoral, están formadas por materiales hercínicos (granitoides y esquistos fundamentalmente) en su parte septentrional no apareciendo los materiales triásicos hasta la falla de Seva, en las Cordilleras Prelitoral y en Mongat, en la Cordillera Litoral.

Estas alineaciones montañosas están separadas entre sí, por la Depresión del Vallés-Penedés rellenada por materiales básicamente neógenos. La terminación septentrional de ambas Cordilleras está asociada a la aparición de los materiales paleógenos surpirenaicos que se ven afectados por una serie de fracturas sucesivas de dirección NW-SE (Sant Joan de Fàbregas, Amer Rocacorba, etc.) que hunden sucesivamente al Paleógeno hasta la Depresión del Ampurdán donde son recubiertos por los materiales Neógenos de la misma.

MONOGRAFÍA

El término monografía empleado en este trabajo tiene el sentido de una obra sistemática, exhaustiva y didáctica destinada a dar una visión más amplia y profunda de un tema o asunto, comprendiendo la mayor parte de los aspectos y particularidades que lo componen. En el caso de la monografía que se presenta en este trabajo, se ha pretendido dar una visión general de la geología de la comarca del Vallés-Penedés, describiendo sus principales unidades geológicas y sus principales tipos de rocas, así como las principales manifestaciones de actividad volcánica y tectónica que han intervenido en la formación de la comarca. La monografía se divide en tres partes principales: 1) Geología general de la comarca, 2) Geología de las unidades geológicas principales, y 3) Geología de las manifestaciones volcánicas y tectónicas. La primera parte, Geología general, se divide en tres secciones: 1) Geología regional, 2) Geología local, y 3) Geología histórica. La sección de Geología regional se divide en tres subsecciones: 1) Geología de la cordillera del Pirineo, 2) Geología de la cordillera del Prepirineo, y 3) Geología de la cordillera del Prepirineo. La sección de Geología local se divide en tres subsecciones: 1) Geología de la comarca del Vallés-Penedés, 2) Geología de la comarca del Prepirineo, y 3) Geología de la comarca del Prepirineo. La sección de Geología histórica se divide en tres subsecciones: 1) Geología histórica de la comarca del Vallés-Penedés, 2) Geología histórica de la comarca del Prepirineo, y 3) Geología histórica de la comarca del Prepirineo. La segunda parte, Geología de las unidades geológicas principales, se divide en tres secciones: 1) Geología de las unidades geológicas principales, 2) Geología de las unidades geológicas principales, y 3) Geología de las unidades geológicas principales. La tercera parte, Geología de las manifestaciones volcánicas y tectónicas, se divide en tres secciones: 1) Geología de las manifestaciones volcánicas y tectónicas, 2) Geología de las manifestaciones volcánicas y tectónicas, y 3) Geología de las manifestaciones volcánicas y tectónicas.

2.—ESTRATIGRAFIA

Los materiales representados en la hoja son tanto sedimentarios, con edades que van del Precámbrico (?) al Cuaternario, excepción hecha del Jurásico y Cretácico, como ígneos: plutónicos, filonianos y volcánicos.

Los sedimentos paleozoicos, aparecen afectados por un metamorfismo regional y otro posterior térmico o de contacto, debido al carácter posttectónico de la masa granítica que los intruye.

El Mesozoico aparece en zonas restringidas, al contrario que el Terciario, que ocupa unidades tan importantes como la Depresión de Vic, Ampurdán, Depresión de La Selva y Fosa del Vallés-Penedés.

En la Depresión de La Selva, se manifiesta un vulcanismo fisural, bien en coladas o en pitones, cuya actividad comenzó en el Mioceno, continuando hasta el Cuaternario.

2.1.—PALEOZOICO

El estudio del Paleozoico de las cadenas Costeras Catalanas se inició en el último cuarto del siglo pasado con las descripciones generales contenidas en las memorias provinciales de MAURETA y THOS (1881), VIDAL (1886) y MALLADA (1889). Estas memorias, no obstante, aportaban tan sólo unos datos muy generales, y no fue hasta la última década del siglo.

que aparecieron una serie de trabajos consecuencia de la realización de estudios sistemáticos sobre el Paleozoico de las citadas cadenas. Fue en esta fecha cuando aparecieron los mapas de ALMERA de la provincia de Barcelona, entre los cuales son de citar, por quedar comprendidos total o parcialmente en la presente hoja los mapas de los alrededores de Barcelona (1891), del Montseny (1914) y del Tordera (1913). Los trabajos de ALMERA sentaron las bases del conocimiento estratigráfico del Paleozoico de las Cadenas Costeras Catalanas, gracias al hallazgo de una serie de faunas que fueron determinadas por diversos especialistas. (BARROIS, 1891, 1893; PROUVOST, 1912; SAPORTA, 1891a, 1891b). Finalmente por los mismos años ALMERA (1891c, 1892a, 1915) ADAN DE YARZA (1898a, 1899b) y MAIER (1908), llevaron a cabo las primeras descripciones de rocas ígneas.

Los estudios sobre los terrenos paleozoicos fueron proseguidos por FAURA SANS (1913) y por SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1916, 1917, 1929a, 1934), que realizó descripciones de rocas de diversas localidades de las Cadenas Costeras. Este período se cerró con las publicaciones de SCHRIEL (1929) y de ASHAUER & TEICHMULLER (1935), en las que se reunieron todos los datos conocidos hasta la fecha, en un intento de síntesis coherente de los mismos.

A partir de este momento, se produjo una interrupción de las investigaciones sobre el Paleozoico de las Cadenas Costeras, hasta que a partir de 1950 fueron apareciendo toda una serie de trabajos, aunque de carácter aislado. Entre estos trabajos son de citar por afectar al ámbito de la hoja los de VAN DER SIJP (1951), FONTBOTE & JULIVERT (1934), VIA (1964), PUSCHMANN (1968a, 1968b), CARRERAS Y SANTANACH (1975), VILADEVALL (1978), ENRIQUE (1979) y BARNOLAS et al (1980).

A estos trabajos puede añadirse el de GREILING & PUSCHMANN (1965) sobre el área de Sta. Creu d'Olorde, algo al S del límite meridional de la hoja, ya que aporta datos de interés para el conocimiento estratigráfico.

Recientemente, el Paleozoico ha sido nuevamente objeto de atención, pero existen aún pocos resultados modernos publicados. Un resumen del estado actual del conocimiento del Paleozoico de las Cadenas Costeras Catalanas, basado en parte en los datos aún válidos de la bibliografía antigua, y en parte en las investigaciones recientemente emprendidas, ha sido dado por JULIVERT & MARTINEZ (1980).

La sucesión estratigráfica del Paleozoico de las Cadenas Costeras Catalanas dista aún de estar bien establecida. Ello se debe, de una parte, a la intensidad de la deformación, y de otra parte, a la falta de buenos horizontes guía, y a la escasez de fósiles anteriores al Silúrico.

En líneas generales en la sucesión estratigráfica pueden distinguirse dos conjuntos separados por una disconformidad, o tal vez incluso, por una discordancia angular (SCHRIEL, 1929; ASHAUER & TEICHMULLER, 1935; FONTBOTE & JULIVERT, 1954). Esta discordancia separa los terrenos

precarboníferos por una parte y el Carbonífero por otra. Los primeros representan la sedimentación preetectónica, con respecto a la orogénesis hercínica, mientras que los segundos tienen las características de las series Culm (=flysch) propias de la cordillera hercínica. Por lo que a los terrenos precarboníferos se refiere, existen dataciones a partir del Caradoc, mientras que los terrenos anteriores al Caradoc no han proporcionado fauna alguna.

2.1.1.—Cámbrico-Ordovícico (CA-OR)

Los materiales más antiguos que pueden reconocerse en las Cadenas Costeras afloran en Las Guillerías y el Montseny.

Estos materiales consisten en una serie de pizarras (o esquistos) con algunas intercalaciones de cuarcitas y con horizontes de caliza de cierto espesor, situados probablemente en la parte inferior de la serie. Los niveles de calizas y de margas se encuentran transformados por efecto del metamorfismo regional en mármoles y rocas calcosilicatadas, que localmente presentan niveles de anfibolitas intercalados.

La presencia de mármoles fue reconocida por primera vez en Gualba (Montseny) por MAURETA & THOS (1881) y posteriormente citada en la misma región por FONT SAGUE (1908), TOMAS (1908), MAIER (1908), y ASHAUER & TEICHMULLER (1935), y en Las Guillerías por FAURA SANS (1913) y VAN DER SIJP (1951).

Las series pre-Caradoc de las Cadenas Costeras Catalanas son probablemente asimilables a la formación Canavelles del Pirineo y tal vez también, a la formación Jujols que se le superpone.

La formación Canavelles está constituida por pizarras con niveles de cuarcita, en general de sólo unos centímetros de espesor, y en su parte inferior contiene bancos de caliza y algunos niveles volcánicos, mientras que la formación Jujols es más homogénea, y consiste en una alternancia monótona de capas finas (entre 1 mm. y algunos centímetros) de pizarras, limos y arenas. Estas dos formaciones, en el Pirineo, no han proporcionado nunca fósiles, de modo que lo único que puede afirmarse con seguridad es que son anteriores al Caradoc, ya que por encima existen materiales de esta edad.

Las dos formaciones son difíciles de separar, y en las Cadenas Costeras Catalanas no han sido diferenciadas. Lo único pues que puede afirmarse, es que en ellas existen materiales anteriores al Caradoc que son comparables a los materiales que en el Pirineo tienen una posición estratigráfica semejante. Su edad es posiblemente Cambro-Ordovícica; la presencia de calizas ha sido un argumento invocado desde antiguo (ASHAUER & TEICHMULLER, 1935) a favor de la edad Cámbrica de una parte, por lo menos, de la serie pre-Caradoc. El espesor de esta serie en las Cadenas Costeras Catalanas no puede determinarse con un mínimo de exactitud,

aunque de un modo general, puede aceptarse que este es del orden de varios centenares e incluso del millar de m.

Por debajo, o en la parte baja de la serie pre-Caradoc, se encuentran gneises, que fueron reconocidos por primera vez por VIDAL (1886) en Las Guillerías y en el Montseny, aunque con posterioridad a este autor y hasta VAN DER SIJP (1951) se prestó poca atención a este hallazgo.

Estos gneises se encuentran siempre en la vecindad de los mármoles a que antes se ha hecho referencia, pero tanto su significado y origen (antiguas rocas intrusivas o rocas sinsedimentarias subvolcánicas) como su edad, no ha sido todavía suficientemente aclarados. En todo caso, se trata de rocas en las que se observan todas las estructuras penetrativas que pueden distinguirse en las Cadenas Costeras Catalanas, y son por tanto anteriores a la primera deformación reconocible. Si se trata de intrusiones, son anteriores a la primera fase de deformación, y si son rocas interestratificadas, están por debajo, o en la parte más baja, de la serie metasedimentaria pre-Caradociense.

2.1.2—Caradociense-Ashgilliense (OR)

Por encima de las series antes descritas se encuentra una sucesión de pizarras, grauvacas, niveles delgados de conglomerados y rocas volcánicas ácidas atribuibles al Caradoc. Estos materiales han sido reconocidos en Las Guillerías BARNOLAS et al (1978-79) DURAN, in. lit., JULIVERT & MARTINEZ (1980) y en Las Gavarres (BARNOLAS et al, 1980). En estas dos áreas la atribución al Caradoc se basa en comparaciones con la serie Caradoc-Ashgilliense del Pirineo, paleontológicamente datada, y en la presencia en otros puntos de las Cadenas Costeras de algunas faunas atribuibles al Caradoc encontradas en materiales, al parecer, similares. Estas faunas fueron halladas por ALMERA (1891d, 1892b, 1898a, 1898b, 1902b, 1908, 1914, 1918) en el Cerro de Montcada, en Gracia y en los alrededores de Aiguafreda, y su clasificación fue realizada por BARROIS (1891, 1893). Entre las especies determinadas figuran *Nicolella actoniac* (SOW) (citada en Gracia y Montcada); *Dalmanella testudinaria* (DALM.) (Gracia, Montcada y Aiguafreda); *Harknessella vespertilio* (SOW) (Montcada y Aiguafreda); *Echinospaerites cf balticus* (EICHW) (Gracia y Montcada), etc.

En las localidades en las que estas faunas han sido halladas, la sucesión estratigráfica y las relaciones entre los materiales que las contienen y otros términos de la serie paleozoica no son aún claras, pero en todo caso se encuentran en una sucesión de pizarras y grauvacas muy semejantes a la que ha sido atribuida al Caradoc en Las Guillerías y Las Gavarres.

Así pues, aunque la base paleontológica sea todavía muy escasa y aunque los hallazgos de fósiles han sido realizados en localidades en que la sucesión no es clara, parece haber suficientes argumentos para aceptar la

edad Caradoc de la serie de grauvacas y pizarras con niveles de conglomerados y rocas volcánicas, serie que es muy característica y bien diferenciable de la que se ha descrito anteriormente.

Las relaciones entre el Caradoc y la sucesión pre-Caradoc no son aún suficientemente conocidas. Ambos conjuntos afloran extensamente en Las Guillerías y Las Gavarras, y en el Montseny, pero el contacto es en muchos puntos por falla, y además, aunque en líneas generales los dos conjuntos se diferencian bien, en el detalle puede ser difícil de situar el límite entre ambos. En todo caso, no se conoce claramente un contacto normal entre los dos conjuntos, por lo que las relaciones entre ellos no pueden aún definirse. En el Pirineo se ha señalado el contacto como discordante (LLOPIS, 1965; SANTANACH, 1972) aunque esta discordancia no ha sido reconocida por todos los autores (HARTEVELT, 1970); en todo caso todavía no se conoce bien su importancia y una extrapolación a las Cadenas Costeras sería, por lo menos, arriesgada.

El espesor del Caradoc no puede por el momento ser evaluado con cierta exactitud, pero probablemente debe alcanzar varios centenares de metros. Los niveles más altos de la serie han sido considerados como pertenecientes ya al Asghilliense (PUSCHMANN, 1968a, 1968b; BARNOLAS et al, 1980).

En los alrededores de Mataró (Turó de Cerdanyola y Castell de Nofre Arnau), se conoce desde los tiempos de ALMERA (1913) la existencia de tres pequeños afloramientos de gneises (Gneises de Mataró) a los que con posterioridad se ha hecho referencia en varias ocasiones (SAN MIGUEL DE LA CAMARA, 1929, 1930b; ALVARADO et. al. 1946; CARRERAS & SANTANACH, 1975). Estos afloramientos que tienen una extensión de sólo unos centenares de metros se encuentran aislados dentro del área granítica de Mataró.

Los gneises están formados por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa ácida y biotita y presentan un claro bandeadío litológico (CARRERAS & SANTANACH, 1975). Su origen hay que buscarlo en las gneisificación de materiales prehercínicos durante la deformación hercínica. La posición aislada de estos materiales dificulta el poder determinar con qué niveles de la serie paleozoica se relaciona. Una posibilidad, es que se trate de los niveles volcánicos del Caradoc, y otra posibilidad es la señalada por CARRERAS & SANTANACH (1975) de que correspondan a niveles de porfiroides en la serie pre-Caradoc, como los citados en varias localidades del Pirineo Oriental.

2.1.3.—Silúrico (OR-S)

El Silúrico está formado por pizarras negras que pueden presentar niveles de lítitas y hacia la parte baja algunas intercalaciones de cuarcitas. Contienen también niveles doleríticos, aunque estos parecen estar

presentes ya en la parte más alta de la sucesión presilúrica. El espesor total de la serie debe ser de unos 150-300 m.

Las pizarras contienen abundantes faunas de graptolites conocidas desde finales del siglo pasado y principios del actual (ALMERA, 1891a, 1891b, 1898a, 1898c, 1902a, 1902b, 1914, 1918; BARROIS, 1891, 1893, 1901; PUSCHMANN, 1968a). Estas faunas requieren desde luego una revisión, ya que en algunos casos las listas publicadas como procedentes de un mismo yacimiento contienen especies de edades diferentes; esto indicaría que se mezclaron ejemplares recogidos en diversos horizontes, como hace notar SCHRIEL (1929). De todos modos, tanto del análisis de las publicaciones antiguas como a partir de datos más modernos (GREILING & PUSCHMANN, 1965; PUSCHMANN, 1968a) resulta clara la presencia del Llandovery y del Wenlokiense y menos clara la del Ludioawiense.

Las faunas más bajas, corresponden al Llandovery inferior, aunque como es normal en la Península no se han encontrado formas del Llandovery más basal; *Akidograptus* cf. *acuminatus* NICH. citado en Aiguafreda (PUSCHMANN, 1968a) representa la zona de *acuminatus* y sería la forma más baja hallada. También procedente de Aiguafreda, PUSCHMANN (1968a) citó *Diplograptus vesiculosus* NICH. D. *modestus* y diversas especies de *Climacograptus*, que indicarían una edad algo más moderna (zona de *vesiculosus*). De edad asimismo Llandovery pero algo posterior son las faunas con *Glycograptus tamariscus* NICH., *Monograptus limatulus* TORNO. Y *Orthograptus bellulus* TORNO. (Aiguafreda; PUSCHMANN, 1968a) y la mayor parte de las faunas Llandovery citadas por los autores antiguos (ALMERA, 1901, 1902a, 1918; BARROIS, 1891, 1901) tales como *Monograptus convolutus* HIS. (hallado en Sta. Creu d'Olorde y S. Vicens dels Horts), *M. lobiferus* MCORY (Sta. Creu d'Olorde, S. Bartomeu de la Quadra) y *Diplograptus palmeus* BARR. (Sta. Creu d'Olorde, Aiguafreda). Finalmente *M. nudus* LAPW. hallado en Aiguafreda, (PUSCHMANN, 1968a) y Brugués (ALMERA, 1898c; BARROIS, 1891, 1901), indica al Llandovery superior.

Por lo que respecta al Wenlokiense éste queda bien determinado por los hallazgos de *Monograptus nilssoni* BARR. y *Pristiograptus dubius* (SUÈSS) en Malgrat, Vallcarca y Gràcia (ALMERA, 1902a; BARROIS, 1901) y *M. flemmingi* SALTER en Vallcarca (ALMERA, 1902a, 1902b; BARROIS 1901); este último fue hallado también en Aiguafreda por PUSCHMANN (1968a).

Finalmente, el Ludiowiense queda mucho peor definido habiéndose citado tan sólo *Pristiograptus colonus* BARR. en Vallcarca, Cervelló y Brugués (estas dos últimas localidades fuera de la hoja) (ALMERA, 1898c, 1902a; BARROIS 1893, 1901), que indicaría el Ludlow inferior y *Monograptus fritschi linearis* BOUCEK; esta última especie, que es el graptolites silúrico más alto hallado en Cataluña, fue citado por GREILING & PUSCHMANN (1965), procedente de Montcada, en una serie alternante de margas y pizarras que deben formar el tránsito a la unidad estratigráfica siguiente de naturaleza carbonatada, y de la que se tratará a continuación.

La mayor parte de los yacimientos silúricos, casi todos ellos conocidos desde los tiempos de ALMERA, se encuentran en los alrededores de Barcelona, en el Tibidabo o en el área paleozoica al W del Llobregat, y quedan por tanto fuera de la presente hoja. Dentro de ésta se reconocen yacimientos de graptolites en las pizarras negras silúricas de Gracia, Vallcarca, Montcada, Aiguafreda, Pineda y Malgrat.

2.1.4.—Silúrico-Devónico (S-D)

Por encima de las pizarras con graptolites se encuentra un conjunto carbonatado que desde antiguo ha sido atribuido en parte al Silúrico y en parte al Devónico (ALMERA, 1891a, 1898a, 1898b, 1914, 1918). En el ámbito de la hoja, estos materiales afloran en Gracia, Vallcarca, Montcada, en la sierra del Montseny (al NE de Aiguafreda y entre Vilamajó y Figaró) y en la parte oriental de la sierra del Montnegre, aunque los mejores cortes de esta serie se encuentran fuera de los límites de la hoja y son los de Sta. Creu d'Olorde y Can Amigonet (junto a Papiol), ambos en el macizo del Tibidabo.

Como punto de partida, puede tomarse el corte de Sta. Creu d'Olorde que es posiblemente el mejor expuesto en Cataluña. En este corte puede observarse que la serie carbonatada está constituida por dos unidades bien diferenciadas, una inferior, formada por calizas nodulosas, bastante masivas, cuyo espesor es de 30-40 m. y una superior, formada por unos 50 m. de calizas más o menos arcillosas, que pasan, hacia la parte alta, a margas con nódulos calcáreos y abundantes Tentaculites.

La unidad inferior, reconocida ya por ALMERA, ha sido atribuida desde antiguo al Silúrico o al tránsito Silúrico-Devónico, y de ella proceden los hallazgos de *Cardiola interrupta* SOW. (Sta. Creu d'Olorde). Este nivel ha sido descrito más recientemente por GREILING & PUSCHMANN (1965) bajo el nombre de "Untere Kalk"; estos autores, citan inmediatamente por encima la existencia de una capa de unos 5 m. de pizarras (Ton-und Alaunschiefer) más o menos arenosas y negras, aunque en superficies meteorizadas adquieren tonos blancuzcos o rosados. Este horizonte es muy visible en Sta. Creu, única localidad donde ha sido reconocido, y ha proporcionado *Monograptus hercínicus* PERNER. (GREILING & PUSCHMANN, 1965) que indica una edad ya devónica. También procedente de Sta. Creu d'Olorde WALLISER (1964) citó una fauna de conodontos de edad Silúrica, con 30 especies diferentes distribuidas en 31 niveles. Aunque WALLISER no proporciona datos estratigráficos, esta fauna debe provenir del nivel de calizas nodulosas masivas que constituye la unidad inferior a que se está haciendo referencia. Entre las especies de conodontos reconocidas cabe citar *Pelygnatooides siluricus* BRANSON & MEHL, característica de la base del Ludlow superior y procedente de la parte baja de la serie muestreada, y *Ozarkodina typica denekmanni* ZIEGLER, junto con *Spathognathoides Steinhornensis costeinhornensis* WALL, procedentes de la parte alta. De estas dos últimas especies la primera es propia del final del Ludiowiense y principios del Gedinense, mientras que la segunda caracteriza al Ludiowiense final. Así pues, estos datos están de

acuerdo con los suministrados por los graptolites (*Monograptus fritschi linearis* BOUCEK inmediatamente por debajo y *M. hercínicus* PERNER, inmediatamente por encima) e indican que las calizas nodulosas masivas corresponden esencialmente al Ludiowiense sup. El límite Ludlow-Gediniense puede considerarse que se sitúa en el mismo techo de las citadas calizas o, por lo menos, muy cerca del mismo. Finalmente cabe señalar que procedente de Sta. Creu se ha citado *Scyphocrinites elegans* ZENKER, fósil característico del límite Silúrico-Devónico (JULIVERT, 1955; LLOPIS, VIA & VILLALTA, 1969; HAUDE, 1972, p. 96), aunque desafortunadamente no se conoce el nivel de procedencia.

Las capas por encima del nivel con *M. hercínicus* se diferencian claramente de la unidad inferior, pues forman un conjunto mejor estratificado y más margoso. El contraste entre las dos unidades separadas por el horizonte de *M. hercínicus*, que destaca bien por su color, es muy marcado en las canteras de Sta. Creu. Esta unidad superior corresponde a las "Oberer Kalk" y a las "Tentaculiten schiefer" de GREILING & PUSCHMANN, (1965), nivelés que se distinguen mal entre sí, por lo que su diferenciación no va a mantenerse.

El contenido paleontológico de las capas por encima del horizonte de *M. hercínicus* es bastante abundante, conociéndose diversas localidades fosilíferas (Valcarca, Montcada, Figaró, Vilamajó, etc.) las más importantes de las cuales se sitúan fuera de la hoja muy cerca del límite SW (Sta. Creu d'Olorde, Gava, Papiol). Entre las faunas halladas cabe citar entre otras *Lioharpes venulosus* (HAWLE & CORDA) (encontrado en Gava y Papiol) y tentaculites tales como *Paranovakia geinitziana* (RICHTER) (Vilamajó, Gava, Papiol, Sta. Creu), *P. Intermedia* (BARR), Figaró *Novakia acuaria* (RICHTER) (Papiol) que indican el Lochkoviense-Praguiense (Gediniense-Sigeniense) y *Styliolina laevis* (RICHTER) (Papiol) del Eifeliense-Givetiano.

El horizonte con *M. hercínicus* no ha sido reconocido más que en Sta. Creu d'Olorde; no obstante, el nivel de calizas nodulosas masivas con abundantes Ortocerátidos y *Cardiola interrupta*, y el de calizas margosas y margas con tentaculites (al menos hacia la parte alta), parecen poder reconocerse tanto en el área de los alrededores de Barcelona (Gracia, Horta, Montcada), como en el Montseny y el Montnegre, pudiendo pensarse en principio, que el límite entre las dos unidades es isocrono en toda el área considerada.

Así pues, a pesar de que la posición estratigráfica exacta de muchas faunas es dudosa, se puede afirmar que existió una sedimentación continua desde el Silúrico hasta por lo menos el Emsiense- Eifeliense o parte basal del Givetiano, al contrario de lo que pensaba SCHRIEL (1929) de que no existían pruebas de la presencia del Devónico inferior y de que había una laguna e incluso una discordancia por debajo del Devónico medio.

2.1.5.—Carbonífero (H₁) (H₂)

La sucesión carbonífera comprende una parte basal de poco espesor, que representa probablemente una sedimentación condensada formada por lítitas, pizarras púrpuras o verdosas y calizas, y el resto de la sucesión que es una serie culm típica.

La parte más inferior de la serie carbonífera, está formada por un nivel de lítitas con nódulos fosfatados de 10 a 20 m. de espesor y de edad probablemente Tournaisiense. Aunque este nivel puede faltar en algunas localidades (Espluga de Francolí, en la provincia de Tarragona; ASHAUER & TEICHMULLER, 1935), debido probablemente a deslizamientos submarinos más que a falta de depósito, en el ámbito de la presente hoja parece estar siempre presente.

Por encima de las lítitas, se encuentra en algunas localidades (Montnegre) un horizonte carbonatado de 15-30 m. de espesor, formado por calizas, con estructura nodulosa en algunos casos, pero normalmente dolomitizadas. Este horizonte puede verse en las laderas de Montagut, junto a Malgrat, donde también pueden observarse las lítitas que forman la cumbre del citado cerro. En otras localidades (alrededores de Barcelona, Montseny) por encima del nivel de lítitas se encuentran de 10 a 30 m. de pizarras verdes y púrpuras, que contienen interestratificadas algunas capas delgadas de calizas. Este nivel, que debe corresponder en edad aproximadamente al nivel de calizas del Montnegre, ha proporcionado en Cánovas (Montseny) abundante fauna, en la que entre otras especies se reconocen *Eomarginifera longispina* (SOW) *Schelwienella crenistria* (PHILL) *Cleyothyridina deroissyi* (LEV.) *Pleuropugnides pleurodon* (PHILL) *Goniatites striatus?* (SOW) (ALMERA, 1914; PRUVOST, 1912) y *Drevermanina pruvosti* (R. & E. RICHTER); esta última especie ha sido hallada también en Aiguafreda (RUSCHMANN, 1968a).

La citada fauna da una edad Viseiense, e incluso Viseiense superior de confirmarse la cita de *Goniatites striatus*. En el Montnegre, en algunas localidades (entre Pineda y Orsavinya), puede faltar el nivel de calizas, probablemente debido a deslizamientos o a erosión submarina. La presencia de un grueso nivel de conglomerados en las localidades en las que falta el nivel de calizas puede hacer pensar en que su ausencia se debe a la erosión.

Por encima de los niveles descritos, se encuentra una potente serie de tipo culm (=flysch), que representa una sedimentación sintectónica. La edad de esta serie no se puede por el momento precisar, ya que los únicos restos paleontológicos de que se dispone corresponden a una flora hallada a finales del siglo pasado en el Putxet (junto a Barcelona) (ALMERA, 1889; SAPORTA, 1891a, 1891b) en el mismo límite SW de la hoja. Entre los restos hallados figura *Archaeocalamites radiatus?* (BRONG), que indicaría el Dinantiense. La edad de la serie culm podría corresponder al Viseiense superior (ASHAUER & TEICHMULLER, 1935), y/o al Namuriense.

Dentro de la presente hoja, se conocen afloramientos carboníferos en los alrededores de Barcelona (Vallcarca, el Putxet), en el Montnegre (entre Malgrat y Orsavinyá) y en el Montseny (entre Cánovas y el Figaró, y el NE de Aiguafreda).

Aunque la serie culm consta esencialmente de pizarras y areniscas, los conglomerados son también frecuentes. En general se trata de microconglomerados, pero localmente existen también conglomerados con cantos de hasta 10-20 cm. de diámetro. En estos casos son frecuentes los cantos de granito, señalados por primera vez en Malgrat (Montnegre) y (FONTBOTE & JULIVERT, 1954), hallados después en muchas otras localidades (JULIVERT & MARTINEZ, 1980). El más espectacular de estos conglomerados se encuentra entre Pineda y Orsavinyá donde forma un horizonte de unos 10-20 m. de espesor, con grandes cantos de granito, algunos de los cuales presentan señales de deformación. La presencia no sólo de cantos de granito, sino además de cantos de granito deformado plantea un problema que será abordado en el capítulo sobre la tectónica.

El espesor de la serie culm es considerable, aunque dentro de la hoja ocupa extensiones relativamente pequeñas debido a la erosión pre-Triásica. En todo caso, en el Priorat (Tarragona) alcanza espesores entre los 1.000 y 2.000 m. Tanto en el Montnegre como en el Montseny se conservan varios centenares de metros de serie.

2.2.— MESOZOICO

2.2.1.— Triásico

Al margen de los pequeños retazos de Badalona-Montgat, situados en la Cordillera Litoral, los materiales triásicos afloran a lo largo de una estrecha franja, alineada en dirección SO-NE y que se extiende desde St. Feliu de Codines a El Brull. Desde un punto de vista estructural (FONTBOTE, 1954) estos últimos afloramientos constituyen el zócalo de la Depresión terciaria del Ebro, integrando los relieves tabulares de El Valle del Congost o formando parte de las estructuras plegadas adosadas a la falla inversa que limita por el N la Cordillera Prelitoral (St. Feliu de Codines a Puig Graciós).

A causa de la erosión pre-eocena (LLOPIS, 1947), los materiales triásicos del zócalo de la Depresión del Ebro sufren un progresivo biselamiento en dirección NE, faltando algunas de las unidades litoestratigráficas definidas por VIRGILI (1958) para el Triásico de los Catalánides. A grandes rasgos (VIRGILI, 1958; VIRGILI et al. 1977) dicho Triásico se caracteriza por una litofacies germánica - Buntsandstein (terrigeno), Muschelkalk inferior (carbonatado), Muschelkalk medio (terrigeno y evaporítico), Muschelkalk superior (carbonatado) y Keuper (terrigeno, evaporítico y carbonatado al techo) mientras que la biofacies denota importantes influencias alpinas, aunque existen algunas especies típicas y exclusivas de esta área: algunos *Protachiceras* y *Paraceratites* (VIRGILI, 1958) y diversas especies de conodontos (HIRSCH, 1972). La tabla

BUNTSANDSTEIN	MUSCHELKALK		KEUPER		Inf.	Med.	Sup.
	Inferior	Med.	Superior	Inf.	Med.	Sup.	
B3	M1A M1B M1C X1D M-2 M3AM M3BM M3CM M3D	Dolomia superior	NORIENSE KARNIENSE LADINIENSE ARISIENSE SCYTHIENSE	TRIASICO INFERIOR TRIASICO MEDIO TRIASICO SUPERIOR	KARNIENSE LADINIENSE ARISIENSE SCYTHIENSE	M1A M1B-D M-2 M3A M3D M3E-C “K”	Dolomia superior Nivel de <i>Myophoriopsis Keuperina</i> Margas abigarradas con yesos Nivel de Casianella Nivel de Protrachyceras
		Nivel de <i>Myophoriopsis Keuperina</i>					
		Margas abigarradas con yesos					
		Nivel de Casianella					
		Nivel de Protrachyceras					
		Nivel de Daonella					
		Dolomia basal					
		Tramo rojo intermedio					
		Dolomias con Diploporas					
		Calizas con fucoides					
		Nivel de Paraceratites					
		Nivel de Mentzella					
		Arcilla limite					
		Areniscas abigarradas					
		Conglomerados de base					

(Según VIRGILI et al. 1977)

ANISIENSE MEDIO	ANISIENSE SUPERIOR	LADINIENSE INFERIOR	LADINIENSE INFERIOR	KARNIENSE	“K”
M1A	M1B-D	M-2	M3A	M3D	M3E-C

(Según HIRSCH 1977)

sujeta resume la subdivisión lito y cronoestratigráfica que corrientemente viene aceptándose para el Triásico de los Catalánides. Para VIRGILI et al. (1977) dicho Triásico junto a los de Valencia y Castellón, formaría parte del dominio del "Triásico Mediterráneo". Este agruparía las facies más distales y próximas al mar abierto del Triásico de la península.

Según ESTEBAN y ROBLES (en ANADON et al., en prensa) la serie triásica de los Catalánides comprende tres secuencias deposicionales, definidas como "una sucesión relativamente conforme de estratos genéticamente relacionados y limitados en su base y en su techo por disconformidades o por sus conformidades correlativas". La secuencia basal (T1) está integrada por el Buntsandstein y Muschelkalk inferior; la secuencia media (T2) por el Muschelkalk medio y parte del Muschelkalk superior, mientras que la secuencia superior (T3), cuya definición es todavía algo dudosa, comprende el techo del Muschelkalk superior y el Keuper. Para los autores citados, las discontinuidades estratigráficas que limitan cada secuencia son el resultado de cambios relativos del nivel del mar a escala global, aunque algunas de ellas podrían reflejar movimientos locales. Estas tres secuencias deposicionales no coinciden con las cuatro megasecuencias o "unidades tectosedimentarias" definidas por GARRIDO y VILLENA (1977) para el Triásico de la península. Dichas megasecuencias, limitadas por cinco discontinuidades o "rupturas sedimentarias" que se relacionan con pulsaciones tectónicas, son las siguientes: T-1 (Buntsandstein), T-2 (Muschelkalk inferior y Muschelkalk medio), T-3 (Muschelkalk superior y parte del Keuper) y T-4 (parte del Keuper hasta la base del Lías).

A continuación exponemos brevemente las principales características de los materiales triásicos que afloran según la franja indicada. Omitimos la descripción de los afloramientos de Badalona-Montgat ya que su elevada tectonización impide un estudio detallado de los mismos.

En la región estudiada (y en general en todo el ámbito de los Catalánides), la sedimentación terrígena no siempre se inicia con la típica facies Buntsandstein, sino con el denominado Nivel de brechas basales (MARZO; 1980). Este Nivel, claramente observable en El Brull y Plá de la Calma, descansa discordantemente sobre un zócalo pre-estefaniense fuertemente rubefactado, contribuyendo a amortiguar pequeños paleorelieves residuales y presentando, por tanto, una geometría marcadamente lenticular y discontinua. El nivel de brechas basales, cuya potencia oscila entre 0,5 y 30 m., muestra una amplia variabilidad litológica (dependiendo de la naturaleza del substrato sobre el que se apoya), aunque en esencia agrupa un conjunto de materiales textural y mineralógicamente muy inmaduros: brechas integradas por elementos metamórficos y cuarzos filonianos, filitoarenitas, subarcosas y lutitas con frecuentes horizontes de paleosuelos calcáreos. Estos materiales, de color rojo, representan depósitos coluvionares originados a partir de la desmantelación de los perfiles edáficos desarrollados durante un prolongado período de alteración climática rubefactante. Por analogía con lo observado en otros puntos de España (VIRGILI et al., 1974; SOPEÑA et al., 1977) es probable

que dicha alteración alcanzara su apogeo a finales del Pérmico y/o al comienzo del Triásico. Si esto fuera así, los materiales descritos podrían haberse originado durante el Pérmico superior y/o parte del Triásico inferior.

2.2.1.1.—*Scythiense-Anisiense. Conglomerados y aniscas rojas. (Facies Buntsandstein) (T_B).*

Recientemente estudiado por MARZO (1980), su potencia oscila entre 150 m. (El Brull) y 180-200 m. (El Figaró, Riera de Caldes).

Su base está constituida por 0,5-5 m. de conglomerados y/o areniscas conglomeráticas, que descansan sobre el nivel anterior o bien directamente sobre el zócalo. Estos materiales, de composición esencialmente silícea y de color blanco o rojizo, han sido interpretados como depósitos originados por corrientes entrelazadas, que fluían hacia el SSE-SW y cuya ubicación podría haber estado parcialmente controlada por pequeñas irregularidades topográficas del zócalo.

El grueso de la facies Buntsandstein está integrado por la repetición cíclica de una serie de secuencias fluviales granodecrescentes, constituidas por un término arenoso que grada verticalmente a un término lutítico con frecuentes intercalaciones de paleosuelos calcáreos (MARZO et al., 1974). Dentro de esta unidad arenoso-lutítica pueden distinguirse dos tramos que se superponen sin límites precisos: inferior (65-90 m.) y superior (45-70 m.). En el tramo inferior, tanto los depósitos de canal como los de inundación son esencialmente rojos, mientras que el superior son frecuentes las coloraciones blancas o verdosas y los depósitos de canal pueden presentar abundantes restos vegetales (ALMERA, 1909 y 1913; LLOPIS, 1942 y 1947; VIRGILI, 1958). Coinciendo con este cambio vertical de coloración, el cemento de las areniscas (cuarzoarenitas o subarcosas) evoluciona desde siliceo y ferruginoso en el tramo inferior, a carbonatado y ferruginoso en el superior. Las características sedimentológicas de las secuencias granodecrescentes, permiten deducir que nos encontramos ante depósitos originados por corrientes de sinuosidad relativamente elevada, sujetas a notables variaciones estacionales de caudal y que transportaban grandes cantidades de limos y arcillas en una amplia llanura aluvial. A juzgar por las diferencias de coloración anteriormente apuntadas, en dicha llanura parecen diferenciarse: una porción sometida a fuertes condiciones oxidantes y otra, situada corriente abajo de la anterior, en la que la existencia de un drenaje más deficiente favorecería un mayor desarrollo de una vegetación marcadamente hidrófila y la presencia de un ambiente vadoso y freático localmente reductor.

La unidad arenoso-lutítica descrita pasa verticalmente a otra esencialmente integrada por lutitas versicolores, las cuales intercalan delgados horizontes arenosos en su base y frecuentes nivelillos carbonatados hacia el techo. Esta unidad, con una potencia de 20 a 35 m., representa el tránsito a la facies Muschelkalk y agrupa un conjunto de

sedimentos formados en amplias llanuras fangosas, situadas en las cercanías de la línea de costa y en las que ocasionalmente podrían formarse evaporitas (en otras áreas, esta unidad incluye horizontes de yeso y los nivelillos carbonatados presentan moldes de cristales de sal).

En conjunto, pues, la facies Buntsandstein muestra la base a techo una clara tendencia granodecreciente.

2.2.1.2.—Anisiense. Calizas y dolomias (Facies Muschelkalk) (T_{M1}).

Su potencia es de unos 75-80 m. De muro a techo pueden distinguirse tres tramos:

- a) Dolomias basales (4-6 m.): Formado por dolomicritas laminadas y brechas dolomíticas de colores beige o rojizos, que localmente pueden presentar ferruginizaciones, posibles moldes de evaporitas y un cierto porcentaje de componentes terrígenos.
- b) Calizas (20 m.): este tramo ha suministrado una gran cantidad de fauna, detalladamente estudiada por VIRGILI (1958). Con algunas variaciones locales pueden diferenciarse 4 niveles superpuestos:
 - b.1) 6-8 m. de micritas grises, en bancos de 0,5 a 0,75 m., irregularmente dolomitizadas y bioturbadas. Ambos fenómenos se hacen más evidentes hacia el techo, donde aparecen algunos bancos de dolomias de 20 a 40 cm. de espesor, de color beige o rosado, algo ferruginizadas y con frecuentes bioclastos. VIRGILI (1958) cita la presencia de *Spiriferina* (*Mentzelia*) *mentzeli* y otros braquiópodos.
 - b.2) 2 m. de micritas grises, en bancos nodulosos de 10 a 30 cm., alternantes con nivelillos de 5 a 10 cm. constituidos por margas o margodolomias de color beige. Los bancos micríticos presentan numerosos gasterópodos y bioclastos. De acuerdo con las descripciones de LLOPIS (1942) y VIRGILI (1958) la interesante fauna del yacimiento del gorg Negre se localizaría en este nivel y quizás en la parte más inferior del siguiente. Dicha fauna incluye diversas especies de cefalópodos (*Paraceratites*), lamelibranquios, gasterópodos, braquiópodos y peces. Los *Paraceratites* del yacimiento de El Farell también se localizan en este nivel.
 - b.3) 4 m. de micritas gris-beige, en banquitos de 2 a 5 cm., alternantes con nivelillos del mismo espesor formados por margas y micritas finamente laminadas. Hacia la mitad del nivel empieza a hacerse patente una intensa bioturbación que se incrementa hacia el techo, obliterando la estratificación inicial. Los dos metros inferiores pueden aparecer intensamente repletados (*Centelles*).

b.4) 7 m. de micritas grises en bancos de 0,25 a 1 m. de espesor, intensamente bioturbadas ("calizas con fucoides"). La bioturbación queda patentizada por la presencia de numerosos parches de margodolomias beige. Localmente pueden observarse secciones de braquiópodos.

c) Dolomias superiores (50-55 m): los 15 m. inferiores están constituidos por dolomias masivas, de color gris y con frecuentes nódulos de sílex, y por algunos horizontes o lentejones de brechas dolomíticas. Hacia el techo dominan las dolmicritas de colores blancuzcos, en bancos de 0,20 a 0,75 m. de grosor y con algunos nódulos o vetillas de sílex. Ocasionalmente, ya en las cercanías del contacto con el Muschelkalk medio, puede observarse la presencia de horizontes milimétricos de peloídes, posibles moldes de evaporitas y estructuras laminadas referibles a "algal mats". En este tramo VIRGILI (1958) cita la presencia de diversas especies de lamelibranquios.

El contacto de las dolomías superiores con el tramo de calizas infrayacente es irregular, detectándose localmente la presencia de lutitas y areniscas de color rojo u ocre, las cuales se disponen rellenando bolsadas verticalizadas o en forma de lentejones subhorizontales. Algunos autores (GOTTIS Y KROMM, 1967) han estudiado estos materiales rojos en la zona de Centelles, relacionándolos con un paleokarst. Por otra parte, en la zona de El Valle del Congost, el contacto entre el Muschelkalk inferior y medio viene marcado por una costra carbonatada ondulada, de 20 a 35 cms de grosor, que ESTEBAN et al. (1977) interpretan como un producto edáfico desarrollado en un ambiente supralitoral apenas emergente y sobre una morfología kárstica previa. Ambos fenómenos kársticos podrían estar relacionados entre sí, originándose durante un período de emersión inmediatamente anterior a la sedimentación de las facies detríticas rojas del Muschelkalk medio.

A grandes rasgos, los carbonatos del Muschelkalk inferior parecen haberse depositado en amplias plataformas costeras, con ambientes intera supralitorales hipersalinos y con lagoons de fondos localmente anoxobióticos y márgenes bioturbados (ESTEBAN Y ROBLES, en ANADON et al., en prensa).

2.2.1.3.—Anisiense superior-Ladiniense inferior. Arcillas rojas, con intercalaciones de areniscas y yesos (Facies Muschelkalk)(T_{M2}).

Esta litofacies, cuya potencia es de unos 75 m., aflora muy deficientemente en la región estudiada.

Los primeros 30 m. están esencialmente constituidos por lutitas verdosas, amarillentas y sobre todo rojas, algunas intercalaciones de areniscas de color rojo y frecuentes niveles de yeso. Hacia las partes medias de la sucesión se incrementa la proporción de areniscas, las cuales se

presentan en bancos tabulares o muy laxamente lenticulares, de 0,2 a 1 m de espesor. Los 15 m superiores están representados por lutitas versicolores que incluyen algunas pasadas centimétricas de areniscas en su base y delgados nívelillos carbonatados en las cercanías del contacto con el Muschelkalk superior.

Estos materiales podrían representar depósitos de llanuras fangosas, surcadas por corrientes efímeras y en las que localmente se ubicarían charcas evaporíticas.

2.2.1.4.—Ladiniense superior—Karniense. Dolomías (Facies Muschelkalk) (T_{M3}).

A causa de la erosión pre-eocena únicamente aflora en el sector situado al W del Río Congost, donde quedan preservados unos 15-20 m de dolomías muy alteradas e intensamente corroídas por *Microcodium*. Estos materiales constituyen el techo de la serie triásica, ya que el Keuper, probablemente erosionado en su totalidad, no aflora en toda la región estudiada.

2.3.—TERCIARIO.

Dentro del marco de la hoja, aparecen representados tanto el Paleógeno del borde de la Cuenca Surpirenaica-Depresión del Ebro (Bajo Ampurdán y Plana de Vic) como los rellenos neógenos de las depresiones del Ampurdán, La Selva, Valles oriental y Llano de Barcelona. Hay que resaltar la existencia, en el borde norte de la Depresión del Valles, del afloramiento de materiales del Oligoceno de Campins.

2.3.1.—Paleógeno

Los sedimentos de edad Paleógena aparecen en el territorio abarcado por esta hoja, en dos áreas distintas, una nord-oriental (Bajo Ampurdán-Gerona) y otra occidental (Plana de Vic-Congost). En ambos casos, se trata de materiales que forman parte de la cuenca paleógena surpirenaica. En estos sedimentos en gran parte marinos, está reflejada la evolución tectosedimentaria surpirenaica y constituyen una parte de los materiales autóctonos de dicha cuenca. Estos materiales se prolongan hacia el SW, fuera ya de la Hoja, por la región de Manresa-Igualada.

Hacia el oeste, los sedimentos continentales del Oligoceno y Mioceno recubren a los del Paleógeno marino (Eoceno), los cuales ya no afloran de nuevo, salvo en el extremo nordoccidental (Oliana, Sant Llorenç de Morunys). Más al norte, en las vecinas hojas de Berga y Figueras, se encuentran los materiales alóctonos del Paleógeno, cuyo frente de cabalgamiento se sitúa en el anticlinal de Vallfogona, al norte de la hoja estudiada.

El Paleógeno ha sido objeto de numerosos estudios tanto litoestratigráficos, como bioestratigráficos y más recientemente sedimentológicos. En el aspecto litoestratigráfico, hay que destacar los trabajos de

REGUANT (1967) en la Plana de Vic y PALLI (1972) en el Ampurdán, así como otros más amplios de KROOM (1966, 1968, 1969); en el bioestratigráfico, hay que citar a los de RUIZ DE GAONA (1952), VIA (1966, 1969), REGUANT (1967), FERRER (1971), CAUS (1975), y sin olvidar a las implicaciones de los de HOTTINGER (1960) y HOTTINGER y SCHAUB (1961).

Para su descripción, se ha dividido el Paleógeno en:

- Tramo basal infraluteciense.
- Sedimentos del ciclo Luteciense.
- Sedimentos del ciclo "Biarriziense"-Priaboniense.
- Sedimentos continentales del Oligoceno.

2.3.1.1.—Tramo basal infraluteciense.

Bajo esta denominación genérica, se agrupa a la práctica totalidad de los materiales detriticos del Paleógeno, en su mayor parte conglomeráticos, de color rojo y medio deposicional continental, infrayacentes al conjunto de materiales del Paleógeno marino de todo el borde suroriental de la Depresión del Ebro. La edad de estos materiales se conoce a través de la edad de los marinos suprayacentes, por sus pasos laterales a estos, y también por la cuña de materiales marinos existentes cerca de la base en Sant Martí Sacalm (Susqueda), de edad llerdiense medio, que COLOMBO (1980) ha podido seguir, hasta las proximidades de Sant Joan de Fàbregues, ya dentro de la hoja.

Estos materiales, han recibido en su conjunto diversos nombres según la zona estudiada; así ALMELA (1946) los denomina "Tramo rojo Inferior", REGUANT (1967) "Conglomerados y areniscas rojas de las Guilleries", al este del Umbral de Centelles y "Conglomerados y areniscas rojas de Riells del Far" al sur del mismo, GICH et al (1967) definen a todo el conjunto como Fm. Sant Martí Sacalm, incluyendo dentro de él, la cuña de calizas marinas del mismo nombre, de edad llerdiense medio.

FERRER et al (1968) definen como Fm. Pontils a los materiales continentales suprayacentes a los del llerdiense medio marino en la zona de Pontils-Montblanc, lejos de la hoja, donde esta formación tiene un origen fundamentalmente lacustre. Consideran a los conglomerados de Sant Llorenç del Munt, Montcau y Gallifà como un paso lateral de esta formación. A los niveles rojos infrayacentes a la cuña marina del llerdiense medio, lo llaman Nivel de Mediona.

KROMM (1968), aplica el término de "Garumnense" para los niveles inferiores a la caliza de Aveolinas del llerdiense, mientras que a los niveles rojos superiores los denomina, "capas rojas de Vilanova de Sau", con la excepción de los conglomerados rojos de Taradell-Seva, ya del ciclo Luteciense que lateralmente pasan a las calizas de Tavertet y a las margas de Coll de Malla y que los denomina "Brechas de Taradell".

FERRER (1971), en el sector de Igualada-Centelles, utiliza los términos de FERRER et al (1968) y PALLI (1972) incluye el "Nivel de Mediona", en la Fm. Pontils.

ANADON (1978), introduce importantes modificaciones a esta terminología, al pasar el Nivel de Mediona a Formación y la Formación Pontils, a Grupo.

Por último COLOMBO (1980), en el Sector de Vic, utiliza los términos de Fm. Mediona para los materiales infrayacentes a las calizas ilerdenses y Fm. Vilanova de Sau, para las capas rojas de Vilanova de Sau de KROMM (1968).

La potencia del tramo basal infraluteciente oscila entre los 300 m. en la Plana de Vic hasta los 16 m. en la Playa de Pals.

2.3.1.1.1.—Thanetiense superior. Lutitas rojas con abundantes horizontes carbonatados (paleosuelos). Fm. MEDIONA (N_{1-2}).

Litológicamente está constituida por lutitas, con tramos lutítico-arenosos y abundantes intercalaciones carbonatadas y detríticas de granulometría grosera. En el área de esta Hoja ha sido estudiada por COLOMBO (1980). Según este autor, los materiales carbonatados muestran características diferentes según áreas. Así, los hay claramente palustres como en el área de Seva, lacustres con horizontes brechificados y pisolitizados (Font Oriola) o de origen edáfico (caliche) con diversos estados de evolución genética, desde nódulos dispersos en la masa lutítica, hasta niveles compactos, pasando por zonas en las que se aprecian rizocreciones.

Los materiales detríticos, principalmente lutíticos y lutítico-arenosos poseen intercalaciones de materiales más groseros, localmente conglomeráticos y, ocasionalmente con preponderancia de la matriz sobre los clastos más gruesos.

Esta formación, se apoya tanto en materiales paleozoicos, graníticos o triásicos. En este último caso y cuando lo hace sobre niveles carbonatados del Muschelkalk, muestra corrosión por Microcodium, que puede llegar a ser muy importante (zona Seva-El Brull).

La fauna que contiene: *Vidaliella* (*Bulimus gerundensis*) VID, asociado a *Celtis eocénica*, REID, *Microcodium elegans* GLUCK y *Macrophysa columnaris* DES, ha permitido atribuirla al Thanetiense superior.

La potencia es variable, estimándose entre 10 y 35 m.

2.3.1.1.2.—Ilerdiense medio.—Calizas arenosas y margocalizas con Alveolinas (Fm. ORPI) (N_2).

Definida por FERRER et al (1968) en la región de Igualada aparece en el sector oriental de la Plana de Vic como una pequeña cuña marina

intercalada en la serie continental de la base del Paleógeno. Clásicamente estudiada en el afloramiento de Sant Martí Sacalm, COLOMBO (1980) ha podido seguirla hasta las proximidades de la falla de Sant Joan de Fàbregas dentro de esta hoja.

En ésta, su potencia es muy reducida, no superando los 5 m., por lo que, dada su importancia, ha sido necesario, exagerar el afloramiento para representarla.

La componen calizas con Alveolinas como elemento litológico dominante, en las que se intercalan niveles de margas y areniscas.

Constituye un nivel guía y parece extenderse tanto por el Paleógeno de la Depresión del Ebro como por el Pirineo alóctono. Corresponde al Ilerdiense medio (zona de *Alveolina moussoulenssis*).

2.3.1.1.3.—Cuisiense, Areniscas y Conglomerados rojos (Fm. VILANOVA DE SAU) (N₂₋₃).

Esta formación ha sido estudiada en el área de la presente Hoja tanto por COLOMBO (1980), área de Vic fundamentalmente, como por GALLEGÓ et al (1979) en el Ampurdán.

En el área de Vic se trata de una sucesión de materiales detriticos, predominantemente lutíticos en la base que hacia el techo pasan a ser más conglomeráticos. Las lutitas contienen abundante arena y bioturbación vertical. Los niveles arenosos y conglomeráticos son heterométricos y los clastos son predominantemente de origen hercínico. Según COLOMBO (1980), en el área de Vic se trataría de facies medias y distales-laterales de un sistema de conos de deyección coalescente que formarían una bajada progradante en sentido E-W. La interpretación de GALLEGÓ et al (1979) para el Ampurdán está en consonancia con la de COLOMBO.

2.3.1.1.4.—Ilerdiense superior?—Luteciense superior. Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (N₁₋₄).

En el Ampurdán y en el Bertí, al sur de la falla de Seva, no ha sido posible separar las distintas unidades litoestratigráficas del Eoceno rojo basal. Estas han sido agrupadas con el nombre genérico de Conglomerados areniscas y lutitas rojas no pudiendo utilizar para designarlos ningún nombre formal.

En el sector del Bertí (Hoja de La Garriga), se incluye bajo esta denominación a materiales desde la Fm. Mediona que aflora en diversos puntos hasta materiales equivalentes en edad con los de la Fm. Romagats (Luteciense).

En el sector del Ampurdán, incluye a materiales de la Fm. Mediona y de la Fm. Vilanova de Sau no habiendo sido reconocida la presencia de la Fm. Orpi en ambos sectores.

2.3.1.2.—Sedimentos del ciclo Luteciense.

2.3.1.2.1.—Luteciense, Conglomerados y areniscas rojas (Fm. ROMAGATS) (N_{4cg}).

La Formación Romagats (COLOMBO, 1980), suprayacente de la Fm. Vilanova de Sau está situada por debajo de la Fm. Folgueroles en el área de Taradell-San Juliá de Vilatorta, indentándose al norte de esta última población con los sedimentos marinos del ciclo Luteciense. La potencia media al sur de su tránsito lateral a la Fm. Tavertet es de unos 225 m.

Se trata de conglomerados formando cuerpos con bases erosivas y estratificación cruzada a gran escala y bajo ángulo con cantos heterométricos de hasta 2 m. de diámetro. Asociados a estos conglomerados hay tramos de litología más fina (areniscas y lutitas) y la presencia de caliches asociados pone de manifiesto importantes períodos no deposicionales. COLOMBO (1980) lo interpreta como facies proximales de conos de deyección con predominio de procesos del tipo **sheet flood**.

Esta formación es equivalente a las Brechas de Taradell de KROMM (1968).

2.3.1.2.2.—Luteciense inferior y medio. Calizas arenosas y bioclásticas, calizas nummulíticas (Fm. TAVERTET) (N₄).

La Fm. TAVERTET (Calizas de Tavertet, Reguant, 1967), fué definida por GICH et al (1967) en el corte de El Far. Pallí (1972) redefinió a esta unidad, en el Ampurdán, con el nombre de Fm. Gerona, incluyendo dentro de la misma a los yesos de Beuda con el rango de Miembro, en base a una mayor proporción de material siliciclástico en el área de Vic.

Litológicamente se caracteriza por una sucesión de calizas bioclásticas, con abundante contenido en clastos silílicos, especialmente en la base de la formación, y que en el sector de Vic, son abundantes también en el techo. De base a techo se pueden caracterizar tres tramos fundamentales: Un tramo inferior muy terrígeno, en el que abundan los miliolídos y los alveolíndos, un tramo intermedio formado por una lumaquela de **Nummulites**, y un tramo superior, solo presente en los afloramientos muy meridionales con abundancia de **Velates** y, ocasionalmente alveolíndos. Como estructuras sedimentarias, son frecuentes los alineamientos de cantos en la base de la formación, producto del retrabajamiento de la Fm. Romagats, y ocasionalmente también se han observado en el sector de Tavertet y en el Pantano de Sau areniscas en sets de estratificación cruzada de orden métrico progradando hacia el N. NE, también en el tramo basal. El tramo intermedio no tiene estructura aparente observándose únicamente estratificación horizontal. En el tramo superior es frecuente la presencia de estratificación cruzada planar de gran escala y bajo ángulo, y barras bioclásticas con estratificación de tipo "though" además de un aumento en el contenido de terrígenos. Se trata de una plataforma carbonatada adosada al margen sur de la cuenca Luteciense y que es onlapada de forma rápida por los

sedimentos margosos de cuenca de la Fm. Banyoles que no afloran en esta Hoja. (Fig. 1), y por los de la Fm. Coll de Malla.

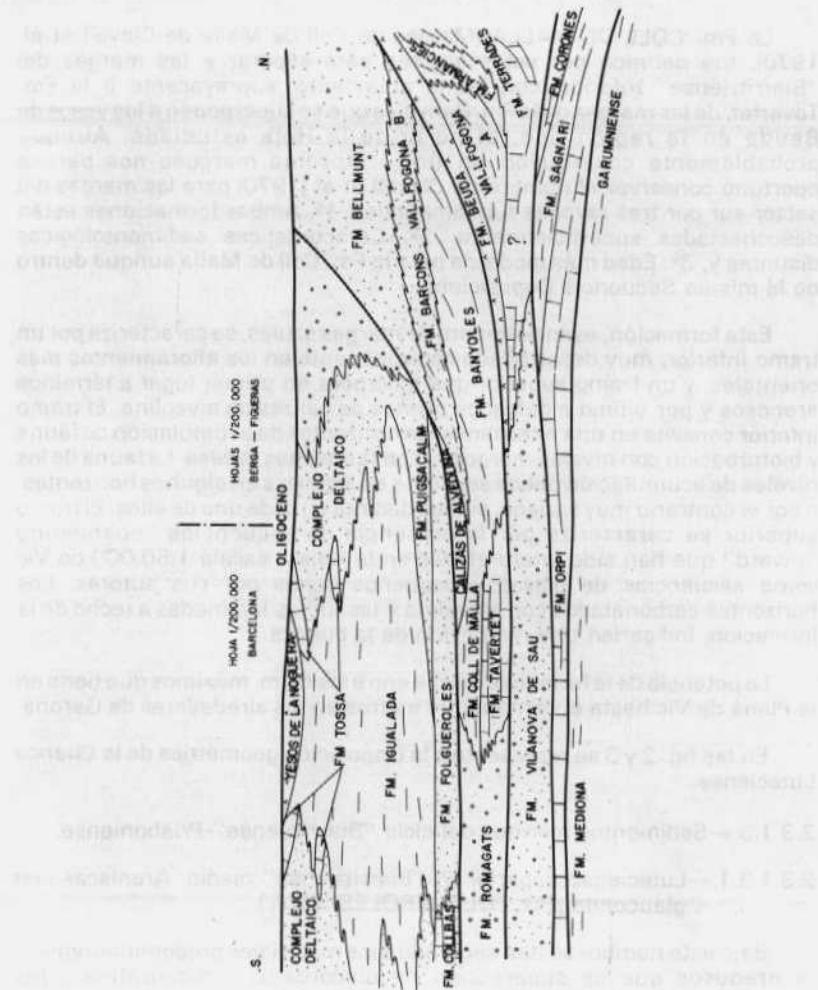


Fig.—I. Esquema de correlación litoestratigráfica del Eocene al este de la Falla del Segre

La potencia de la formación se mantiene muy uniforme alrededor de los 50-60 m. pero se acuña rápidamente hacia el sur, en tránsito con la Fm. Romagats, y desaparece hacia el norte a favor de la Fm. Banyoles.

2.3.1.2.2.—Luteciense superior-Biarritziense inferior (?). Margas azules (Fm. COLL DE MALLA) (N_{4.m}).

La Fm. COLL DE MALLA (Margas de Coll de Malla de Clavell et al, 1970), fué definida por estos autores para separar a las margas del "Biarriziente" inferior, con fauna abundante, suprayacente a la Fm. Tavertet, de las margas de la Fm. Banyoles que se superponen a los yesos de Beuda en la región tipo, al norte de la Hoja estudiada. Aunque probablemente constituyan un único litosoma margoso nos parece oportuno conservar el nombre de Clavell et al (1970) para las margas del sector sur por tres razones fundamentales: 1º. Ambas formaciones están desconectadas superficialmente; 2º. Características sedimentológicas distintas y, 3º. Edad más moderna para la Fm. Coll de Malla aunque dentro de la misma Secuencia Deposicional.

Esta formación, esencialmente de margas azules, se caracteriza por un tramo inferior, muy desarrollado especialmente en los afloramientos más orientales, y un tramo superior que incorpora en primer lugar a términos arenosos y por último a delgados niveles de calizas de alveolina. El tramo inferior consiste en una alternancia de horizontes de acumulación de fauna y bioturbación con niveles margosos con fauna más escasa. La fauna de los niveles de acumulación puede ser pobre en especies en algunos horizontes, o por el contrario muy variada, siendo distinta en cada uno de ellos. El tramo superior se caracteriza por la presencia de secuencias "coarsening upward" que han sido interpretadas en la Hoja a escala 1:50.000 de Vic como secuencias de playas y pequeños deltas por sus autores. Los horizontes carbonatados con alveolina y las lutitas laminadas a techo de la formación, indicarían una restricción de la cuenca.

La potencia de la formación oscila entre los 60 m. máximos que tiene en la Plana de Vic hasta el centenar de metros en los alrededores de Gerona.

En las fig. 2 y 3 se representa a la disposición geométrica de la Cuenca Luteciense.

2.3.1.3.—Sedimentos marinos del ciclo "Biarriziente"-Priaboniense.

2.3.1.3.1.—Luteciense superior (?)-"Biarriziente" medio. Areniscas con glauconita (FM. FOLGUEROLES) (N_{5S}).

Bajo este nombre se han separado a los materiales predominantemente arenosos que se superponen en discordancia cartográfica a los materiales del ciclo Luteciense al norte del paralelo de Centelles. Afloran extensamente a lo largo de todo el borde sur de materiales paleógenos entre Vic y el Mediterráneo apoyándose sobre las margas de la formación Coll de Malla con la excepción de la mitad sur de la hoja 1:50.000 de Vic (332) donde la Fm. Folgueroles pasa a apoyarse sobre materiales de la Fm. Romagats. En un corte norte sur, y saliéndonos de los límites de esta hoja, (fig. 1) se observa que los materiales de la Fm. Folgueroles y de la Fm.

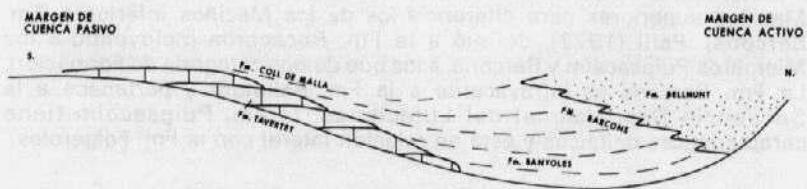


Fig. 2.—La sedimentación en la Cuenca Luteciense. Esquema N-S

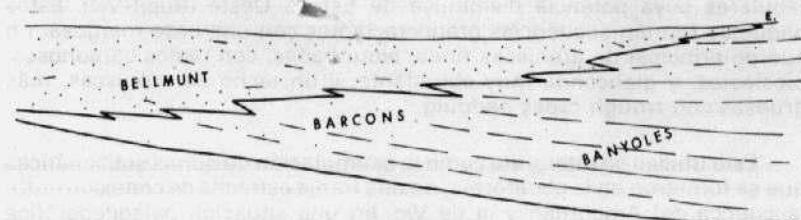


Fig. 3.— La sedimentación en la Cuenca Luteciense. Esquema W-E

Puigsacalm se apoyan sucesivamente sobre los materiales de las formaciones Coll de Malla, Barcons y Bellmunt. Los materiales de la Fm. Barcons, los de la Fm. Bellmunt y los de la Fm. Puigsacalm, no afloran en esta Hoja.

Los materiales de esta formación fueron definidos con el nombre de areniscas de Folgeroles por REGUANT (1967) y seguidamente en GICH et al. (1967) se les denominó con el nombre de Fm. Folgeroles. Con anterioridad a estos autores se les ha venido aplicando el término de Maciños superiores para diferenciarlos de los Maciños inferiores (Fm. Barcons). Palli (1972), definió a la Fm. Rocacorba incluyendo a los Miembros Puigsacalm y Barcons, a los que damos categoría de Formación. La Fm. Barcons es infrayacente a la Fm. Bellmunt y pertenece a la Secuencia Depositional del Luteciense; la Fm. Puigsacalm tiene características deltaicas y está en relación lateral con la Fm. Folgeroles.

En el sector occidental (Plana de Vic), esta unidad (Fig. 4 y 5) se caracteriza por la existencia de tres tramos bien definidos, el primer tramo empieza con un primer nivel poco potente (2 m.) de areniscas a microconglomerados de color rojo, con estratificación cruzada planar de bajo ángulo y abundantes fragmentos bioclásticos rubefactados, a los que sigue un paquete margoso con glauconita muy abundante, con tramos de areniscas muy bioturbadas junto a otros pequeños niveles de areniscas con huellas de corriente en la base, y estructura interna de origen turbidítico (Ta.c), y algún paquete de areniscas con **large cross bedding planar** que presentan bioturbación en algunos de los sets; la potencia de este tramo es próxima a los 40 m. desapareciendo por erosión en Tavertet. A este tramo margoso le sigue el paquete principal erosivo, cuya estructuración interna está formada por la amalgamación de cuerpos con megaestratificación cruzada (**Large-scale trough cross stratification**) de hasta 10 m. de altura que progradan de E. a W. El tercer tramo está formado por dos paquetes tabulares cuya potencia disminuye de Este a Oeste (Rupit-Vic). Estos paquetes forman secuencias granocrescentes con una base margosa, un cuerpo principal de areniscas finas, bioturbadas, con restos carbonosos, bioclastos, y glauconita muy abundante, y un techo de areniscas, más gruesas con **trough cross bedding**.

Esta unidad se interpreta como la acumulación de dunas subacuáticas que se formaron en la plataforma, en una franja estrecha de conexión entre la cuenca del Ampurdán y la de Vic, en una situación paleogeográfica peculiar. En la zona de mayor acumulación de "Dunas" las paleocorrientes son unidireccionales (de E. a W.), mientras que en los sectores más alejados del "surco", por ejemplo en el sector de Taradell son más frecuentes los sets de estratificación cruzada que progradan de W. a E. (hacia la línea de costa en este caso). El material acumulado procede del retrabajamiento por la acción transgresiva, de las unidades infrayacentes en el margen sur.

La potencia de esta formación es próxima al centenar de metros entre Roda de Ter y Tavertet. Hacia el sur pierde rápidamente potencia no

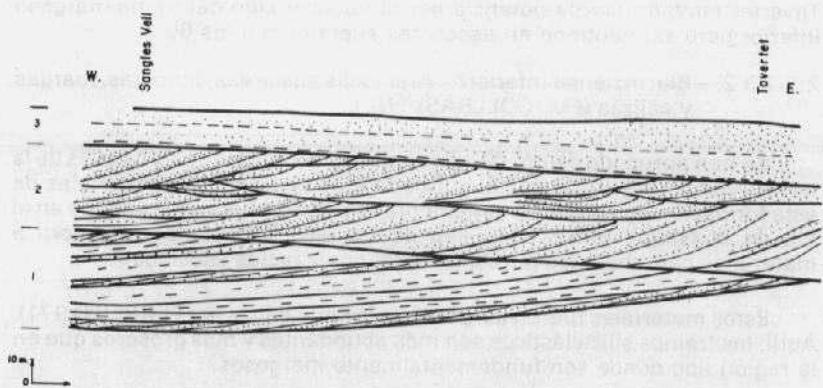


Fig. 4.—Esquema litoestratigráfica de la Fm. Folgueroles W.E.

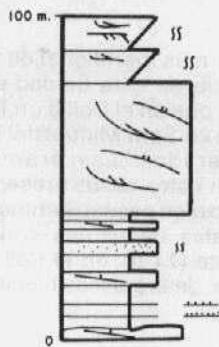


Fig. 5.—Columna sintética Fm. Folgueroles

sobrepasando los 10 m. entre Taradell y Seva donde desaparece. Al este de Tavertet también pierde potencia por la desaparición del tramo margoso inferior pero se mantiene en espesores superiores a los 60 m.

2.3.1.3.2.—Biarritziense inferior? - Areniscas calcáreas, limolitas, margas y calizas (FM. COLLBAS) (N₅).

Se han agrupado dentro de este conjunto, a los materiales basales de la transgresión "Biarritziense" al sur de la falla de Seva. Los materiales de esta formación son predominantemente areniscas y limonitas aunque en el Pla de la Garga, entre San Feliú de Codines y Centelles incorpora a materiales carbonatados (arrecifes coralinos y facies asociadas).

Estos materiales fueron asignados a la Fm. Collbás por FERRER (1971). Aquí, los tramos siliciclásticos son más abundantes y más groseros que en la región tipo donde son fundamentalmente margosos.

Se han separado estos materiales de los de la Fm. Folgeroles por sus diferencias tanto litológicas como por sus características deposicionales. La potencia de esta unidad cartografiada disminuye progresivamente de sur a norte; así en el sector más septentrional, entre Hostalets de Balenyá y Seva, está formada por un conjunto de unos 25 m. de potencia de areniscas grises con cemento calcáreo y contenido faunístico abundante pero irregular en su distribución entre el que destaca un importante biostroma de *Ostrea aff multicostata* a unos 4-5 m. de la base, alternando con algún nivel margoso poco potente. Algo más al Sur, en el sector de Aiguafreda, en El Cerda, está formado por un conjunto más potente unos 100 m; de areniscas con estratificación cruzada bimodal y calizas bioclásticas en las que se puede reconocer la presencia de **Nummulites** y fragmentos de Corales, Equinodermos, etc.

Más al Sur, en el sector más meridional de la Hoja, en la zona de San Feliú de Codines, la potencia de esta unidad es de unos 150 m. y está formada por un tramo basal, que en el Coll d'en Tripeta tienen una potencia de unos 70 m. mientras que en Sant Miquel del Fai, ésta es de unos 20 m., de areniscas y conglomerados. Las areniscas, o bien no tienen estructuración interna, y en estos casos presentan cantos flotando en la matriz ("matrix supported") o bien poseen laminación horizontal alternando con alineaciones horizontales de cantos conglomeráticos. Sobre este tramo, hay otro poco potente (11 m. en el Coll d'en Tripeta) formado por megarripples de 10 a 20 cm. de areniscas bioclásticas bien seleccionadas que presenten bimodalidad.

El resto de la unidad está formada por una alternancia de areniscas con estratificación cruzada "festoon" bimodal y margas con fauna abundante de plataforma abierta (*Discocyclina*, **Nummulites**, *briozoos*, etc) y con **Framestones** de Corales y algas rojas, **Rudstones** de **Nummulites**, equinídos, fragmentos de corales, etc.

El tramo basal se interpreta como depósito de fan delta, tramo intermedio como materiales arenosos retrabajados por el mar, (sand flat) posiblemente con la acción de mareas y el tramo superior como un medio de "offshore" con barras mareas (Santiesteban y Taberner 1978) con colonización e implantación de arrecifes coralinos.

El contenido faunístico es abundante, predominando los **Nummulites**, Equínidos irregulares, Lamelibranquios y Decápodos. Entre los primeros, cabe destacar la presencia de **Nummulites** del grupo **striatus** y de **N. biedai** junto con la presencia excepcional en el sector de Seva de **N. striatus**, asociado con **Assilina exponens** lo que según la biozonación clásica para **Nummulites** y **Assilina** resulta contradictorio por indicar **Assilina exponens** un Luteciense superior y **N. biedai** un Biarritziense medio. Estos materiales forman parte de la base del ciclo deposicional "Biarritziense" - Priaboniense.

2.3.1.3.3.— Biarritziense. Margas, limos y arcillas gris-azuladas con alguna intercalación de areniscas (FM. IGUALADA) (N_{5m}).

Esta unidad fué definida por Ferrer (1967) con la categoría de Miembro y elevada al rango de Formación por Pallí (1972). Está formada por margas azules, con intercalaciones de limolitas y areniscas que evolucionan lateralmente a las areniscas de Centelles y de Sant Martí Xic (Reguant 1967).

En la Plana de Vic, donde está mejor desarrollada y presenta mejores condiciones de afloramientos se han distinguido (Reguant 1967) cuatro unidades que en la Hoja Geológica 1:50.000 de Vic (332), se las ha dado categoría de Miembro: Manlleu, La Guixa, Gurb y Vesella.

El miembro Manlleu, 280 m. en la serie 2 de Reguant (1967), está formado por margas y limolitas pobres en fauna, excepto en la base, que evolucionan verticalmente a areniscas (Areniscas de Oris, Areniscas de Cabrera) por un progresivo aumento del tamaño de grano y sobre las que se instalan barras bioclásticas con estratificación cruzada planar de gran escala y bajo ángulo (Arenisca de Tona).

El miembro La Guixa, 55 m. en la misma serie, está formado por margas con abundantes esponjas y escasos restos de otro tipo de fauna.

El miembro Gurb, 110 m. en la misma serie, está formado por margas con abundante fauna, en algunos puntos, verdaderas lumaquelas, de briozos, macroforaminíferos (**Discocyclina**, **Actinocyclus**, **Asterodiscus**, **Operculina**, **Nummulites**), Moluscos, Decápodos, Equínidos, etc.

El miembro Vesella, con 130 m. en el centro de la Plana de Vic, está formado por margas y arcillas azules, con estratificación horizontal visible, pobres en fauna pero con algunos horizontes que contienen faunas de moluscos que fueron estudiados por Farres y Staid-Staad (1964). Esta

unidad es la de menor extensión lateral, por su tránsito a las areniscas de Centelles y Sant Martí Xic.

Los Mb. Manlleu y La Guixa se interpretan como depósitos en fondos fangosos, poco oxigenados, afóticos, seguramente por la peculiar configuración de la cuenca. El Mb. Gurb, corresponde por otra parte a una sedimentación en fondos bien oxigenados, con salinidad normal que permitieron el desarrollo de una rica y variada fauna. El Mb. Vesella, con horizontes con fauna típica de ambientes con influencias de aguas salobres (*Turritella*) presenta, sin embargo, hacia el techo un empobrecimiento total en fauna, aparición de niveles laminados (color) que nos indicarían una progresiva restricción en el fondo de la cuenca, previo a la sedimentación evaporítica.

En términos generales, puede distinguirse una primera macrosecuencia en aumento en el tamaño de grano: Mb. Manlleu a Areniscas de Oris-Cabrera-Tona, a las que se superponen las otras unidades que pertenecen sucesivamente a cuenca afótica (La Guixa), plataforma interna (Gurb), y prodebla a cuenca restringida (Vesella).

En el Ampurdán, donde los afloramientos son muy discontinuos, esta unidad es más arcillosa, generalmente muy rica en fauna indicando fondos con características favorables para el desarrollo de fauna marina. En algunos puntos se observa su tránsito a areniscas deltaicas (Flassá).

En la Plana de Vic se han medido un máximo de 575 m. para esta unidad (Serie 2 de Reguant, 1967) mientras que en el sector del Bajo Ampurdán no sobrepasa los 250 m.

La edad de esta formación datada por macroforaminíferos (*Nummulites*) va desde un Biarritziense medio a un Priaboniense inferior en la Plana de Vic. En el Ampurdán se ha datado la presencia de un Priaboniense superior, Clavell (1971), Barnolas et al. (en prensa).

2.3.1.3.4.—Biarritziense medio-superior-Priaboniense. Conglomerados, areniscas y margas (N_{5-6}).

Se han agrupado y cartografiado con esta denominación a un conjunto de materiales detriticos ordenados en secuencias del tipo "Thickening and coarsening upwards" que aparecen en la mitad superior del ciclo "Biarritziense"-Priaboniense y que constituyen un conjunto de materiales de origen deltaico que procedentes de las márgenes de la cuenca (Pirineo y Catalánides) progradaron hacia el interior de la misma.

Corresponden a las areniscas de Centelles y de Sant Martí Xic, de Reguant (1967).

Dentro de esta hoja, se pueden distinguir a los materiales, procedentes de tres apartados deltaicos diferentes: Centelles al Sur de La Plana de Vic, St. Martí Xic al norte de la misma y Flassá en el Ampurdán, los cuales evolucionan lateralmente a las margas de la Fm. Igualada.

Las secuencias que aparecen, están formadas, en el caso de que estén completas, por una base lutítica seguida por areniscas masivas con estratificación horizontal, areniscas bien seleccionadas con megaestratificación cruzada unidireccional y, culminando, niveles conglomeráticos o arenosos con base erosiva y morfológica de canal. En la mayoría de los casos, las secuencias están incompletas, truncadas por procesos de retrabajamiento marino (BARNOLAS et al, en prensa), con barras litorales detríticas, barras de **Nummulites**, **grainstones** bioclásticos y, superpuestas a éstas, los arrecifes de Corales y algas rojas de la Fm. Tossa. Esta asociación de facies la interpretamos, Barnolas et al. (en prensa), originada como consecuencia del abandono de un lóbulo de progradación deltaica por un proceso de "onlap" marino en la Cuenca con el consiguiente retrabajamiento de los materiales deltaicos y la implantación de arrecifes coralinos sobre la morfología deltaica heredada (fig. 6).

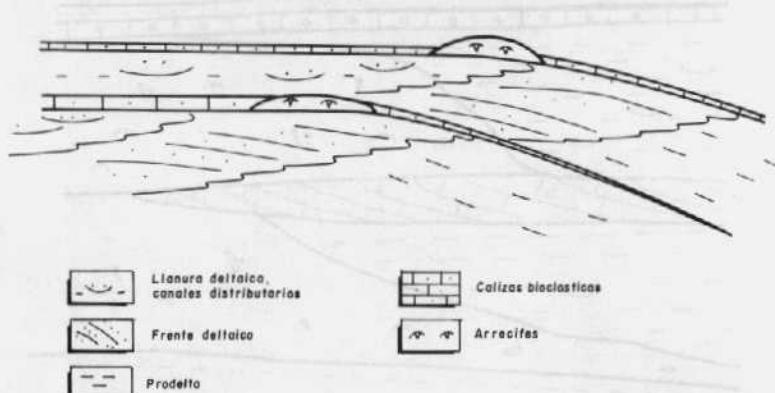


Fig. 6.—Esquema relación entre facies deltaicas y facies arrecifales.

En la Plana de Vic estos materiales evolucionan lateralmente al Mb. Vesella de la Fm. Igualada. Su edad por macroforaminíferos es Biarritzense sup. -Priaboniense inferior.

2.3.1.3.5.—Biarritzense-Priaboniense. Calizas con corales (Fm. TOSSA) (N_{6c})

Esta Formación, definida por Ferrer (1971) con el rango de Miembro y posteriormente por Pallí (1972) con el de Formación, aflora extensamente en el área occidental de la Plana de Vic, en la parte superior de los

materiales marinos, y en asociación con los materiales deltaicos de la unidad anterior. Están formados básicamente por **Framestones** de corales y algas rojas, de aspecto noduloso por su alto contenido en margas, en afloramientos discontinuos (biohermes) y en disposición, junto con los materiales deltaicos, formando un conjunto progradante hacia el interior de la cuenca. La morfología de los biohermes es de parches arrecifales, sin taludes bien desarrollados y con potencias muy pequeñas, casi siempre por debajo de los 10 m. Ocasionalmente, en el arrecife de Sant Bertomeu del Grau, con dos arrecifes superpuestos y ciclicidad con carbonatos hipersalinos relacionados con las evaporitas de la cuenca potásica, Barnolas et al. (en prensa), la potencia media es del orden de 45 m., Busquets (1975) (fig. 7).

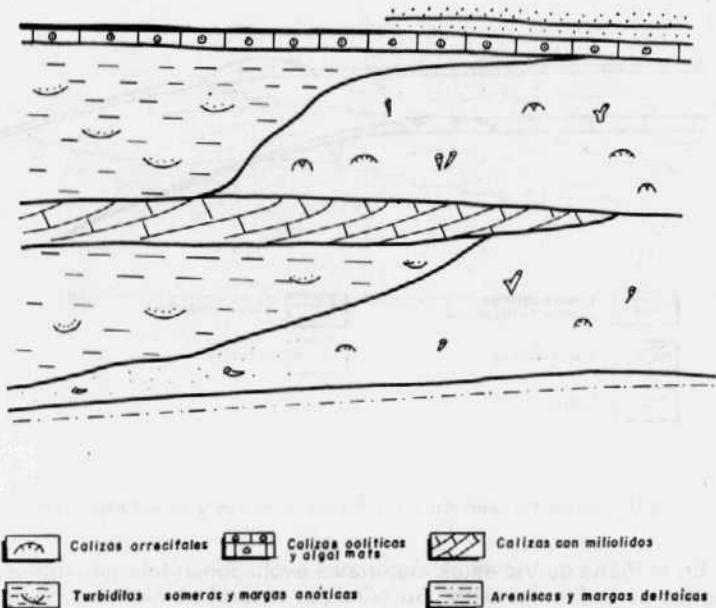


Fig. 7.—Esquema relación de facies en Sant Bartomeu del Grau

Estos arrecifes coralinos son idénticos aunque en distinta posición estratigráfica a los existentes en la Fm. Collbás tanto en Igualada, fuera de la Hoja, como en el sector de San Miquel del Fai-Centelles.

2.3.1.3.6.— Priaboniense med.-sup. (?). Yesos de LA NOGUERA (N_{6y})

En la parte centro occidental de la Plana de Vic, y ya en el límite superior de la serie eocena, aflora una unidad de yesos que ocasionalmente alterna y se superpone a margas arcillosas oscuras y niveles de areniscas con estructuras internas según la secuencia de Bouma (turbiditas someras). Corresponden a las facies marginales de la Cuenca Potásica Catalana (Fm. Salina de Cardona). En el sector del Pont del Llop y La Noguera, la base de esta unidad la constituye un tramo eslumpizado de margas con bloques de yeso y areniscas.

La edad de esta formación, por la edad de los materiales infrayacentes (Priaboniense sup.) y suprayacente (zona de micromamíferos de Montmatre) sería Eoceno terminal.

2.3.1.4.—Sedimentos continentales del Oligoceno.

2.3.1.4.1.—Arcillas rojas, con niveles de areniscas y conglomerados grises (Fm. ARTES) (O₁).

Esta unidad, definida por Ferrer (1971), está formada por arcillas y limolitas rojizas, o abigarradas, en las que se intercalan abundantes paleocanales de areniscas y conglomerados. Ocasionalmente se ha observando alguna intercalación carbonática.

Algunos niveles contienen oogenios de Charofitas a los que hasta el momento no se les ha dado atribución cronoestratigráfica. Los vertebrados hallados en S. Cugat de Gavadons, cerca de Collsuspina, han sido atribuidos a la zona de Montmatre (Ludiense-Lattorfiense) (IGME 1956 a; MASACHS, CRUSA FONT y VILLALTA, 1954) es decir, al Priaboniense superior - Oligoceno.

2.3.1.4.2.—Estampiense. Arenas arcosicas y conglomerados (O₂)

Unicamente queda representado en la estribación norte de la Cuenca del Vallès, y concretamente en los alrededores de Campins, en la vertiente meridional del Montseny.

Se trata de una serie detrítica grosera, replegada, con considerable espesor, formada por cantos de pizarra y granito, cubierta por depósitos miocenos o cuaternarios, y clasicamente atribuida al Oligoceno (ALMERA 1907).

ANADON (1973 inédito) realiza un estudio exhaustivo pudiendo datar con toda precisión el Estampiense y quizás el Oligoceno superior. Distingue tres tramos bien diferenciables; uno inferior arcósico, con microconglomerados de cantos aplíticos y porfídicos, que hacia el techo contiene intercalaciones de lignitos. La presencia de mamíferos y Characeas permiten datarlo como Estampiense. El tramo medio, de la misma edad y con unos 200 m. de potencia, es de carácter lacustre y contiene abundantes ostrácodos y restos vegetales. Por último, el tramo superior, litológicamente

te es similar al primero, con presencia además de arcillas rojas. Siguiendo al mismo autor, puede corresponder ya al Oligoceno superior. Estima la potencia de todo el conjunto en unos 500 m.

2.3.2.—Neogeno

Los materiales de esta edad, rellenan cuencas distintas, de morfología diferente y perfectamente separadas en el espacio, pero que responden a un mismo mecanismo o control estructural. Todas ellas son de origen tectónico, quedando definida su configuración por las principales direcciones de fracturación: la NE-SW y NW-SE.

Estas cuencas son: La de Bajo Ampurdán situada al NE, la de la Selva, la del Vallés oriental que forma la terminación E de la cuenca del Vallés-Penedés, fosa tectónica delimitada claramente por fallas NE-SW, y finalmente, los pequeños retazos neógenos que afloran en el llano de Barcelona.

2.3.2.1.—Bajo Ampurdán

2.3.2.1.1.—Mioceno superior (Vallesiense-Turolense) —Arcillas versicolores con intercalaciones de arenas y conglomerados (M_{5-6a}).

Corresponde a unos amplios afloramientos localizados en el Sector S de dicha cuenca. Las series están formadas por materiales depositados en un medio continental, constituidas litológicamente por arcillas de diversos colores entre los que dominan, las de tonos rojizos, con intercalaciones de niveles lenticulares de arenas y conglomerados. Estos se hacen mucho más frecuentes hacia el techo, es decir coronan la serie neógena.

Afloran siempre en potencias muy reducidas. Las series que pueden observarse más completas, o bien se localizan en las trincheras de las carreteras o en las canteras, donde se explota la arcilla para cerámica. La potencia visible en Millás es de 45 m., 42 m. en Can Fuertes, mientras que hacia áreas más centrales de la cuenca (Hoja de Torroella) se sobrepasan los 200 m. de potencia observable.

Los detriticos groseros (arenas y conglomerados) se encuentran en forma de canales, cuya organización interna se realiza a base de un número indeterminado de ciclos granoclasicados en posición imbricada, en los que se adivinan estructuras tractivas.

Esto, lleva a pensar que se han depositado en un medio de abanicos aluviales en zonas canalizadas (canales de arenas y conglomerados) con áreas sólo inundables en períodos de crecimiento donde se depositaban materiales arcillosos. El aumento en el porcentaje de arcillas respecto al de terrígenos está en función de una mayor o menor distalidad de estos aparatos sedimentológicos. Si es así, la serie del Sector de Millás representaría la parte distal, mientras que la de Can Fuertes, entre Monells

y La Bisbal, la proximal. Los aportes dominantes en cualquier caso, procedían del Sur, es decir del macizo de Las Gavarres.

La datación del Neogeno continental del Ampurdán ha sido problemática hasta fechas recientes, en que ha quedado definitivamente resuelta mediante el estudio de micromamíferos realizado por GIBERT CLOLS, específicamente para las hojas MAGNA nº 296 y 334 (Torroella de Montgri y Gerona) (1979).

Realiza una bioestratigrafía completa del Neogeno continental ampurdanés; reconoce el Mioceno en el que establece edades mastológicas, a la vez que trata de definir una correlación marino-continental.

VILLALTA (1958), aunque sitúa a estos materiales en el Plioceno, indica la existencia de un yacimiento en unas canteras situadas a 1 Km. de La Bisbal que fue estudiado por CRUSA FONT (1962) y más tarde por GOLPE (1974) quien determinó entre otros ejemplares, la siguiente fauna:

- Deinotherium laevis* JOURD
- Deinotherium giganteum* KAUP
- Hipparium* sp
- Hyotherium soemmeringi* MEY
- Conohyus simorrensis* (LART)... etc...

Estos datos de ese modo, recogidos por JULIA Y VILLALTA (1974), eran dispersos y no permitían establecer una bioestratigrafía continental precisa.

En su estudio de micromamíferos GIBERT (1979), encuentra en el mismo yacimiento, un molar superior del *Megacricetodon* cfr. *ibericus* (SCHAUB), que junto con el *Hipparium* sp, le permiten asignar una edad Vellensiense (MN-9).

Por otra parte, encuentra en Las Olivas dos molares de Muridos:

- Valerimys vireti* (SCHAUB)
- Occitanomys* cfr *sondaari* VAN DE WEER

que le permiten situar este yacimiento en el Turolense inferior (MN-11).

En el yacimiento de Camallera (al N de la hoja y fuera de ella) reconoce un molar de *Kowalskia fahlbuschi*, BACHMAYER y WILSON, y además

- Parapodemus gaudryi barbara* VAN DE WEERD
- Melanopsis laevigata* LAMARCK

—**Theodoxus (Theodoxus) maculatus**, ROBLES

—**Testacella (Testacella) Sp.**

—**Anisus Sp.**

La presencia de **Parapodemus gaudryi barbara** determina (siempre según el mismo autor) que esta localidad pueda situarse en la MN-12. Reconoce por tanto en el Mioceno del Ampurdán el Vallesiense y Turolense.

2.3.2.1.2.—Plioceno.- Conglomerados (PI)

Sobre las arcillas descritas, se encuentra en áreas concretas, unos conglomerados de cantos redondeados, dispuestos en capas lenticulares cuyos canales se encuentran organizados internamente a base de ciclos granoclásificados. Corresponden a facies detríticas groseras y de borde dentro del modelo sedimentológico del Ampurdán, interpretándose como depósitos de abanicos aluviales, correspondiendo los arcillosos a las llanuras de inundación.

Constituyen esporádicos afloramientos que coronan la serie neógena y que tanto por sus características litológicas como por apoyarse discordantemente sobre el Mioceno, se atribuyen al Plioceno.

2.3.2.2.—Depresión de La Selva

Corresponde al extremo septentrional de la Fosa prelitoral catalana condicionada por dos sistemas de fracturación NE-SW, que han hundido los potentes bloques hercínicos que la rodean, y cuya dovela hundida, constituye el zócalo de La Selva. Actualmente está separada de la Fosa del Vallés, por el Umbral de Massanet.

El hundimiento debió hacerse a impulsos o sacudidas, como lo demuestra por una parte, la evolución morfológica de los bloques que la limitan y por otra la naturaleza de los sedimentos que la rellenan.

2.3.2.2.1.—Mioceno superior -Plioceno. -Arenas arcósicas, arcillas y conglomerados (M_{5-6s}).

Estos, son principalmente arcosas blanquecinas, mal cementadas con lentejones de elementos más gruesos con cantos de cuarzo, pizarra y granito. Estos conglomerados, se han originado por varios eventos, en los que las aguas han tratado el material y han dado origen a ciclos granoclásificados con estructuras de flujo decreciente en vertical.

Estos canales, teniendo en cuenta el contexto general, se han interpretado como pequeños cauces braided, pertenecientes a un aluvial fan. Las capas conglomeráticas desorganizadas y con mayor continuidad, se han interpretado como originadas por un sólo evento (sheet flood).

Esta masa arcósica, pasa gradualmente hacia el norte (Quart) a tener un carácter más arcilloso y tonos más rojizos, cambio que hay que referir a que este sector linda con la zona esquistosa de Las Gavarres y su producto de descomposición son las arcillas.

En conjunto, los sedimentos que rellenan La Selva, hay que interpretarlos como producto de la erosión de los relieves circundantes, graníticos en su mayor parte y pizarrosos como lo denuncian la naturaleza del material, transportados mediante sistemas de abanicos torrenciales hacia el interior de la cuenca.

El funcionamiento del aparato sedimentológico, debió de continuar durante el cuaternario como parece indicar el cono de deyección de San Martín de Sapresa de igual génesis.

La potencia de los depósitos es de 35 m. en el Sector de Palau-Sacosta, y de 50 en San Andrés Salou; no obstante, un sondeo ha cortado alrededor de los 200 m. cerca de El Perelló.

En principio, al terciario de La Selva, se le ha considerado como Plioceno. En los depósitos lacustres de Palau Sacosta y concretamente en unas arcillas en Can Quintana e encontraron moluscos que fueron identificados como:

VIDAL (1886)

Clausilia

Cyclostoma Sp

Helix Sp

Testacella Sp

Planorbis Sp

y que este autor atribuyó al Plioceno.

ALMERA (1894-1907) identifica la *Clausilia* anterior como

Tryptichia sinistrorsa

y CAZURRO (1919) añade además

Cyclostoma ferrogineum

Clausilia (Tryptichia) máxima

Para los autores, esta fauna de Palau es bastante moderna indicando que debe de tratarse del Plioceno superior o Cuaternario inferior (CAZURRO). Mantienen esta tesis, al correlacionar por otra parte estos depósitos con los del Ampurdán y Rosellón.

SOLE (1948) los considera de la misma edad. VILLALTA y PALLI (1973) encontraron en las arcosas del Onyar en Gerona un molar de *Deinotherium*

giganteum KAUP y hablan del Mioceno superior. No obstante, se trata de fauna no demostrativa.

El estudio de micromamíferos no ha aportado ningún dato al respecto, quedando pues la duda en cuanto a su edad.

La presencia sobre las arcosas, de conglomerados similares a los que en el Ampurdán se apoyan sobre el Mioceno, inclina a pensar en esta misma edad (Mioceno) para el relleno terciario de la Depresión de La Selva; esto es simplemente una hipótesis, ya que no existen otros datos que lo avalen.

En Caldas de Malavella, estos materiales sufren una alteración provocada por fenómenos geyserianos que responden a las manifestaciones tardías de la actividad tectónica, que tuvo lugar en esta zona. Las arcosas, bastante sueltas, pasan a arcillas silíceas, muy compactas y cementadas por sílice procedente de infiltraciones fumarólicas. Son frecuentes las diaclasas llenas de ópalo y calcedonia, para las que hay que pensar el mismo origen.

2.3.2.2.2.—Plioceno.- Conglomerados (PI)

Como se ha comentado anteriormente, estos conglomerados, son similares a los descritos para el Ampurdán. Los cita SOLE (1948) como capas de 1 a 2 m. de espesor con cantos gruesos de 20 a 30 cm. de diámetro, mal cementos, por una pasta arcilloso-rojiza que coronan las formaciones basales.

Las características litológicas, le hacen claramente diferenciables del conjunto anterior. Por su similitud con los del Ampurdán y por su posición estratigráfica, se atribuyen al Plioceno.

2.3.2.3.—Vallés Oriental

Corresponde a la terminación oriental del pequeño graben del Vallés-Penedés (LLOPIS LLADO 1947, FONTBOTE 1954).

Está rellena por depósitos continentales de carácter fluvio-torrencial, en los que se ha distinguido el Mioceno medio y superior.

Hay que señalar la existencia por debajo de estos materiales Neógenos de una potente serie plegada que ha suministrado abundante fauna que permite atribuirla al Oligoceno medio-superior (Campsins).

2.3.2.3.1.—Mioceno medio. Arenas arcósicas y conglomerados (M_3).

Esta facies se presenta adosada a la Cordillera Litoral y está compuesta por arenas arcósicas y conglomerados de cantos heterométricos de composición granítica y filoniana. Hacia el W se van haciendo menos arcósicas.

Posee un desarrollo muy irregular, con un máximo en la zona nororiental donde se ponen en contacto con las arcosas superiores del S de Caldas de Montbui. La diferencia entre ambas radica en el área fuente, pues mientras éstas proceden de la Cordillera Litoral, las superiores tienen su origen en la Prelitoral.

Se apoyan discordantemente sobre el granito y en numerosos puntos fosilizan un fuerte relieve. Se les atribuye una génesis torrencial.

La potencia es difícilmente evaluable. Un sondeo en los alrededores de Granollers cortó 800 m. de sedimentos, sin alcanzar el zócalo; se estima pues el espesor de depósitos en este sector oriental del Vallés, alrededor de los 1.000 m.

2.3.2.3.2.—Mioceno superior (Vallesiense).- Arcillas amarillas con lentejones de areniscas y conglomerados (M_{4-5a}).

Este tramo, está constituido fundamentalmente por arcillas amarillentas en la zona del Vallés, y ligeramente rojizas hacia el Penedés. Contienen abundante fracción grosera que incluye pequeños lentejones de arena y a veces verdaderos nidos de conglomerados. Localmente nódulos calcáreos de color blanco.

Hacia el E se van acuñando progresivamente, hasta llegar a desaparecer en las proximidades de San Celoni (Hoja de Blanes), mientras que hacia el SW, adquieren mayor importancia a medida que nos acercamos al Vallés propiamente dicho.

En esta facies, y en los alrededores de Tarrasa, existen dataciones recientes que en base a micromamíferos han realizado tanto SANTAFE et al (1979) como AGUSTI y GIBERT (1979).

Estos autores, en unas series realizadas al sur de Tarrasa (Can Jofresa) encuentran microfauna del Vallesiense terminal todavía más alta que la de Viladescavalls, localidad clásica del Vallesiense superior en el Vallés-Penedés.

ROSELL et al (1973), distingue en esta unidad, tres subunidades detriticas que de W a E son: "Cono de deyección de Les Fonts de Terrassa", "Cono de deyección del Cementerio de Castellar del Vallés o abanico de Sentmenat" y las "Arcosas del S de Caldas de Montbui".

De éstas, sólo las dos últimas facies están presentes en la zona, describiéndose a continuación:

- a) Cono del Castellar del Vallés o Abanico de Sentmenat. Conglomerados grises (M_{4-5c}).

Esta facies, pone límite a la hoja por el W, de tal modo que en ella, no es visible la cabecera, sino únicamente los paleocanales que alcanzan mayor

longitud que se sitúan en las cercanías de Sta. Perpetua de la Moguda y Polinya.

La constituyen conglomerados grises con cantos de pizarra, rocas graníticas y en menor proporción de rocas filonianas, cuarzo y caliza. La matriz es arenoso-arcillosa.

A escala regional, no de afloramiento, se puede detectar de abajo a arriba una disminución progresiva en la proporción de cantos de caliza junto a un aumento en los de cuarzo y pizarra.

Estos conglomerados, siempre en disposición canaliforme se interpretan como el producto de sedimentación en pequeños abanicos aluviales mal desnivelados, es decir, con facies muy proximales y mal definidas por ser las áreas fuente siempre de la misma composición, lo que imposibilita su individualización. La procedencia de los materiales a juzgar por las estructuras sedimentarias marcan una dirección de los aportes sensiblemente N-S es decir, procedentes de la Cordillera Prelitoral, tal como ocurre en el resto de los abanicos que colmatan la cuenca miocénica del Vallés.

A partir de la riera de Caldas hacia el W, es decir, hacia el Vallés central (fuera ya de la hoja), se pueden individualizar abanicos mejor desarrollados (ROSELL et al 1973) que en último término serán emisarios del mar miocénico en los alrededores del Llobregat.

b) Arcosas del S de Caldas de Montbui. Arcillas y areniscas arcósicas (M_{4-5s}).

Esta facies, con gran desarrollo, se extiende por todo el borde N del Vallés oriental y está formada por areniscas y arcillas arcósicas que tienen su origen en los granitos de la Cordillera Prelitoral. Petrológicamente contienen abundantes granos de cuarzo, algunos de mica y en proporción intermedia feldespatos totalmente caolinizados. La matriz es arcillosa y el cemento prácticamente inexistente. Localmente incluyen cantos aislados de rocas aplíticas y porfídicas así como niveles de conglomerados.

Hacia el W pasan lateralmente a la facies anteriormente descrita del "Cono de deyección de Castellar del Vallés" y hacia el E a otros conglomerados del Mioceno superior que afloran en Campins.

2.3.2.3.3.—Mioceno superior. Conglomerados poco cementados, areniscas y arcillas con matriz arenoso-arcillosa (M_{5-6}).

Estas facies conglomeráticas, representan el equivalente lateral de las areniscas anteriores denominadas como del S de Caldas de Montbui. Afloran en el extremo más oriental de la depresión, descansando sobre el Oligoceno en Campins.

Los conglomerados son de cantos en su mayoría de pizarras aunque también los hay de granito y rocas filonianas. Se disponen en general de manera caótica, con planos de estratificación mal desarrollados, esporádicamente presentan débiles intercalaciones de areniscas y arcillas arenosas.

A pesar de no haber proporcionado fauna, a estos conglomerados que representan el último tramo del Mioceno del Vallés en este sector oriental, se les atribuye una edad Vallesiense Turoliense, en base a los contados hallazgos de fauna encontrados en sus equivalentes laterales (BATALLER 1932, SOLE 1936).

2.3.2.4.—El Llano de Barcelona

Se considera como tal, el área que se extiende al pie del Tibidabo, entre los ríos Llobregat y Besós.

En él, como gran único afloramiento, está el Mioceno marino del Montjuich, y otros terciarios detectados por perforaciones como Mont Taber, plaza de España y el Turó de la Peira.

El conjunto de estos afloramientos representa una zona costera del mar miocénico que debía extenderse hacia la posición que ocupa actualmente. Desde el punto de vista litológico se caracterizan por presentar únicamente sedimentos terrígenos y paleontológicamente por contener fauna bentónica y litoral con niveles de flora.

El carácter fraccionario de los afloramientos imposibilita hacer un análisis de facies que dé idea del medio en que se depositaron los materiales.

2.3.2.4.1.—Serravallense-Tortoniense. Arcillas azuladas, areniscas cuarcíticas y areniscas lumaquelas (M_{4-5}).

Sus afloramientos ocupan el cerro del mismo nombre. Es el Mioceno marino de Montjuich.

Está constituido por una serie de areniscas groseras, localmente conglomeráticas con laminación cruzada que alternan con capas arcillosas o limolíticas con estratificación generalmente fina, de colores azulados en fresco, amarillentos en alteración, con fauna, flora y localmente abundantes cubos de limolita pseudomórfica de pirita. De los afloramientos de Miramar, extraordinariamente fosilíferos, procede la mayor parte de las especies conocidas de este Mioceno. Estas arcillas, se hallan prácticamente bioturbadas con gran abundancia de burrows.

Entre la fauna es muy característico la presencia de dos niveles en que abundan las Turritellas (VILLALTA y ROSELL 1965).

La presencia de niveles canaliformes de arenisca y conglomerado en la serie bioturbada arcillosa, se interpretan como canales que cortan a una serie de bahía o **lagoon**.

Los canales presentan un relleno que recuerda los ciclos **braided** o de cauces trenzados. En conjunto podría interpretarse como una serie deltaica, más o menos influenciada por la acción de las mareas.

La potencia estimada de este Mioceno es de 150 m.

Otros materiales que se incluyen en este punto, son las arcillas y limolitas que afloran muy discontinuamente entre Ripollet y Sardanyola y que representan depósitos de transición.

2.3.2.4.2.—Mioceno medio-superior. Conglomerados, areniscas y limolitas (M_{5-6}).

Mioceno continental, representado en los afloramientos del Turó de Montbat y en el Valle del Besós, entre Badalona y Sta. Coloma.

Son depósitos constituidos por conglomerados (canales) de tonalidades rojizas, en una matriz arenó-arcillosa, con predominio de cantos de pizarra y lilita junto a otros de granito y rocas porfídicas en menor proporción. Su origen hay que buscarlo en la Cordillera Litoral.

Aparecen coronados por una alternancia detrítica-margosa con restos de plantas que ha permitido datarlos como "Pontiense" (VICENTE 1964). En base a ésto y teniendo en cuenta las relaciones de facies con el Mioceno del Vallés, se les puede considerar como Mioceno superior, quizás medio.

El hecho de que estas facies, se apoyen en los alrededores de Santa Coloma, sobre el Mioceno marino (VICENTE 1964) apoya esta hipótesis.

Son depósitos que denotan corto transporte o carácter torrencial. La potencia estimada oscila sobre los 50 m.

2.4.—CUATERNARIO

Presenta un amplio desarrollo superficial, correspondiendo la mayor extensión de afloramientos a los depósitos de origen fluvial, tanto recientes como más antiguos.

Se trata en general de un cuaternario de origen continental, a excepción de pequeñas áreas de marismas y playas de génesis marina.

2.4.1.—Cono de deyección antiguo (Q₁C_d)

En San Martín de Sapresa, se ha cartografiado un amplio depósito detrítico en forma de abanico con zonas conglomeráticas, algo cementado. Su formación posiblemente comenzó a fines del Plioceno y su génesis hay

que interpretarla como idéntica al del relleno Neogeno de la depresión de La Selva.

En el Ampurdán, en las proximidades de Corsá aparecen también unos depósitos fluvio-torrencales en forma de abanico, con un espesor perfectamente determinable, entre 25 y 30 m. que coronan relieves del borde meridional del Ampurdán, por encima de los 100 m. de altitud.

Litológicamente están constituidos por bloques más o menos redondeados de 0,5 a 1 m. de longitud máxima y 10-15 cm. de tamaño medio. Son de granito, pizarra, cuarcita, basalto en alto porcentaje, procedente sin duda de la extensa colada de Rupia, etc.

SOLE (1948), lo mismo que ALMERA (1894), los asimilan al Plioceno superior o al Villafranquense.

2.4.2.—Depósitos de arroyada y coluviones antiguos (Q, Ma)

Adquieren un considerable desarrollo, situándose al pie de los relieves, particularmente en el borde Nororiental de la Depresión del Vallés y al pie de la Cordillera Litoral. En este caso los depósitos con una geometría definida, ocupan la zona de pérdida o suavización de pendiente, entre la cordillera propiamente dicha y los depósitos cuaternarios que limitan la costa.

Litológicamente están constituidos por un conjunto heterogéneo y heterométrico que comprende cantos y bloques de granito pizarra y cuarcita englobados en una matriz arenoso-arcillosa. Son depósitos caóticos, no seleccionados como corresponde a su génesis.

2.4.3.—Glacis (Q, G)

Se localizan en el extremo NW de la hoja, situándose al pie de las Guilleries, extendiendo sus depósitos sobre la actual "Plana de Vic".

Litológicamente están formados por arcillas de colores ocres y rojizos, empastando niveles de cantos redondeados y subredondeados.

Son depósitos cuaternarios antiguos, de suave pendiente que están siendo erosionados por procesos fluviales actuales.

Este aspecto, les confiere una típica morfología, ya que se disponen como sedimentos residuales, culminando "cerros testigos", eocenos que destacan morfológicamente sobre la Plana de Vic.

2.4.4.—Depósitos de pie de monte (Q₁₋₂, L)

Los afloramientos, de notable extensión superficial, corresponden litológicamente a materiales heterométricos con cantos y cuencas empastados en una matriz arcillosa rojiza.

El grado de compactación parece ser desigual dependiendo del sustrato sobre el que se apoye, encontrándose mayor cementación o encostramiento a medida que aquel es más antiguo. Se encuentran fundamentalmente en las Guillerías (Zona de Angles).

2.4.5.—Depósitos aluviales (Q_{1-2})

Engloba este punto todos los depósitos de origen fluvial, tanto terrazas, como depósitos de inundación, ríos, barras, cauces abandonados, etc.

Las terrazas, aunque no diferenciadas en la cartografía se desarrollan a lo largo de las principales arterias fluviales entre las que se distinguen:

El río Tordera con tres niveles, de alturas relativas 2, 12 y 25 m. formadas por cantos casi exclusivamente de pizarra la más alta y granito la intermedia.

La riera de Terras y el Congost, asimismo con tres niveles, que incluyen cantos de pizarra, rocas ígneas, caliza y arenisca en una matriz arenosa, donde el cemento es prácticamente inexistente y por último el río Ter que a su paso por Gerona presenta dos niveles, situándose el más frecuente entre los 3 y 4 m.

Los depósitos de inundación, correspondiente a zonas de llanura aluvial, tienen gran desarrollo superficial y están constituidos por limos arenosos pardos y grises con algunos cantos sueltos redondeados, pero con total predominio de finos.

2.4.6.—Limos rojos con caliche asociados a terrazas (Q_2LiK)

De potencia variable, se desarrollan con cierta amplitud en los alrededores de la Riera de Caldas.

Un afloramiento bastante potente de 10 a 15 m. se sitúa en Parets, en las inmediaciones del cruce de la carretera y la vía férrea. Presenta algunos niveles de costras calcáreas "caliche".

Esta distinción queda hecha, para cuaternarios, posicionalmente más altos que la tercera terraza.

2.4.7.—Derrubios de ladera y coluviones (Q_2L)

Adquieren el mayor desarrollo en la zona de las Guillerías y Macizo de las Gavarres. Los constituyen cantos y bloques de pizarra y granito (función de la composición del área puente) englobados en una fracción fina de arena y arcilla.

La disposición interna de los cantos es caótica como corresponde a su origen gravitacional y de poco transporte.

2.4.8—Eluvial (Q₂E)

En puntos aislados se distingue un suelo de cierta extensión superficial y escaso espesor, que debido a su génesis "in situ", se amolda al relieve subyacente. Casi siempre se desarrollan sobre afloramientos graníticos, dando suelos tipo lenz, de representación superficial bastante irregular.

Actualmente, dadas las características climáticas de la región existe una acentuación a favor de la formación de este tipo de depósitos.

2.4.9.—Cono de deyección recientes (Q₂Cd)

Poseen escasa representatividad y se trata de depósitos detriticos heterométricos, en cuyos componentes queda patente la energía del medio de transporte. Se desarrollan esporádicamente en la orilla izquierda del Ridaura y próximos al embalse de Susqueda.

2.4.10.—Dunas (Q₂D)

Se engloban en el mismo punto tanto las fijas como las litorales, ya que estas últimas no están muy desarrolladas.

Aparecen en el extremo NE de la hoja entre Pals y Bagur y consisten en depósitos eólicos de arena, fijados actualmente por la vegetación. En puntos donde alcanzan más de 20 m. de potencia, están siendo objeto de explotación.

El principal constituyente de las arenas es el cuarzo y en menor proporción contiene fragmentos de rocas metamórficas, calizas, feldespatos y micas. El análisis granulométrico indica un tamaño de arena de medio a grueso.

En Blanes y a lo largo de la línea de costa, se detecta el desarrollo de estas formas, de modo continuado hasta la desembocadura del río Tordera.

2.4.11.—Marismas (Q₂M)

En el límite NE de la hoja, quedan reflejados afloramientos de fangos de color gris-oscuro, caracterizados por su poca consistencia y alta salobridad que indican la influencia marina reciente.

También como depósitos marinos hay que citar las playas, más desarrolladas hacia el norte pero en general poco desarrolladas, por cuanto no se han representado en la cartografía.

3.—TECTONICA

3.1.—TECTONICA HERCINICA

Como es normal, la estructura hercínica es el resultado de una deformación polifásica. Esta deformación en todo el dominio de las Cadenas Costeras estuvo asociada al desarrollo de esquistosidades y de un metamorfismo regional. No obstante, el metamorfismo es, en general, de bajo grado, y los niveles estratigráficamente más altos (Devónico y Carbonífero) pueden incluso no estar afectados. Así por ejemplo, más al sur de área comprendida en el mapa, en El Priorat-Prades, el Carbonífero muestra solo una esquistosidad muy débil y de desarrollo local. Asimismo y exceptuando las aureolas de metamorfismo de contacto, inducido por granitoides tardíos, los materiales carboníferos parecen ser simplemente anquimetamórficos. Estas características son generalizables a todo el Carbonífero de las Cadenas Costeras Catalanas, y en buena parte también al Devónico. En contraste los materiales inferiores al Devónico, o más exactamente a la sucesión carbonatada del Ludiowicense superior y Devónico, muestran siempre un metamorfismo claramente visible. Este metamorfismo es en general débil, excepto en los niveles más profundos (serie pre-Caradoc de Las Guilleries y parte SE. del Montseny) que presentan un metamorfismo de alto grado.

La estructura en las zonas de bajo y alto grado de metamorfismo presenta ciertas diferencias, que se manifiestan esencialmente por el distinto desarrollo de las esquistosidades.

a) La estructura en las zonas de alto grado.- En las áreas metamórficas de alto grado, y en rocas metapelíticas, la esquistosidad dominante es una crenulación (S_2) que puede llegar a estar tan intensamente desarrollada que borre casi completamente a la primera esquistosidad (S_1).

En los gneises y anfibolitas S_2 está menos desarrollada. En estos materiales se observa una foliación que corresponde a S_1 y que es la dominante. Ahora bien, esta foliación de los gneises y anfibolitas puede encontrarse plegada, dando pliegues asimétricos de flancos casi paralelos con una crenulación (S_2) en las zonas de charnela, que no se observa en cambio en los flancos; en ellos, la foliación debe corresponder a S_1 más o menos modificada por aplastamiento durante la segunda fase (S_{1+2}).

Además de las dos esquistosidades señaladas, pueden encontrarse también crenulaciones tardías (S_3 sensu lato) que pueden corresponder a más de una fase. Las deformaciones tardías (F_3) han modificado notablemente la disposición de las estructuras anteriores, de modo que en muchas áreas la disposición original de S_1 y S_2 no puede determinarse con exactitud, aunque puede afirmarse que originalmente debía ser bastante tendida.

En las áreas de metamorfismo de alto grado no se reconocen prácticamente estructuras mayores de primera fase; lo único que puede afirmarse de acuerdo con la esquistosidad que se originó es que debieron formarse pliegues asimétricos de planos axiales relativamente tendidos, sin que existan evidencias del sentido de su vergencia. Por lo que se refiere a la segunda fase, probablemente dió origen sólo a pliegues menores, también bastante tendidos, ya que S_1 y S_2 se cortan en general con ángulos bajos.

Las estructuras en las zonas de bajo grado.- En las áreas con bajo grado de metamorfismo, la esquistosidad dominante es la de 1^a fase, que tiene las características de la esquistosidad de flujo (S_1).

En estas zonas existe también una segunda esquistosidad (S_2) que corta a la primera según ángulos bajos y que tiene las características de una crenulación, pero ésta tiene un desarrollo escaso y se presenta bastante localizada. Finalmente las crenulaciones tardías (S_3 sensu lato) cortan a las anteriores según ángulos altos.

En las áreas con metamorfismo de bajo grado, a diferencia de las de alto grado, los pliegues de primera fase son a menudo visibles. La deformación es bastante fuerte y la estratificación muestra un alto grado de trasposición, especialmente en niveles pelíticos con láminas de limos o arenas finas; no obstante donde existen capas de cuarcitas o calizas se observa fácilmente una estructura en pliegues con S_1 , presentando una disposición axial, por lo menos en los niveles pelíticos.

La estructura general parece corresponder a una serie de pliegues asimétricos, en algunos casos acostados, que en las capas más

competentes tienen las características de pliegues flexurales aplastados. La disposición en el espacio S_1 , y por tanto de los planos axiales de estos pliegues, cambia de unos lugares a otros debido a las deformaciones tardías llegándose a encontrar áreas con buzamientos opuestos de S_1 ; no obstante el buzamiento general de S_1 parece que era moderado. Las direcciones de los pliegues de S_1 parecen variar en general entre E-W y NE-SW.

Por lo que respecta a las vergencias, en gran parte de las Cadenas Costeras no han sido bien definidas, pero en las áreas en las que la estructura se observa más claramente, como en el macizo del Tibidabo (en el límite SW de la hoja), las vergencias son al S, como indicaron ya ASHAUER & TEICHMULLER (1935).

La correlación entre esquistosidades, y por tanto fases tectónicas, en las áreas de alto y bajo grado de metamorfismo, y el significado de las diferencias antes señaladas, no se conocen todavía con suficiente claridad, por lo que es mejor no aventurar una explicación general sobre la estructura del conjunto.

3.1.1.—Edad de la deformación

La deformación de los materiales paleozoicos de las Cadenas Costeras Catalanas se produjo durante la orogenia hercínica, pero es difícil por el momento llegar a dar alguna precisión más. Los datos objetivos de que se dispone se pueden resumir del siguiente modo:

1) Los materiales paleozoicos más modernos existentes, se presentan plegados y corresponden al Carbonífero (Viseense y probablemente Namuriense) en facies Culm.

2) Los pliegues que afectan al Carbonífero son en diversas localidades pliegues asimétricos, e incluso acostados, con ángulos bajos entre flancos, lo que parece sugerir que estos materiales han sido afectados por la primera fase de deformación.

3) El carácter muy superficial de la deformación hace difícil determinar qué fases tectónicas, de las observadas en terrenos antiguos, han afectado al Carbonífero, y si alguna de estas fases no se encuentra representada en los terrenos de dicha edad, lo que obliga a ser algo cauto sobre las conclusiones que podrían derivarse del punto anterior.

4) El Carbonífero reposa disconformemente (y tal vez incluso en discordancia angular) sobre los terrenos más antiguos, en general sobre el Silúrico, pero todavía no se puede determinar la importancia que pudieran tener unos posibles movimientos precarboníferos.

5) Los conglomerados de la serie culm contienen cantos de granitos algunos de ellos deformados, que recuerdan a algunas de las rocas de Las Guillerías. Sobre el significado de estos cantos, tampoco es posible

definirse por el momento, ya que ni su procedencia ni la edad de los granitos más antiguos conocidos, están suficientemente aclaradas.

A partir de los hechos arriba apuntados, se puede concluir que la deformación terminó con posterioridad, por lo menos al Namuriense y muy probablemente incluso al Westfaliense. En cuanto a la edad de la fase más precoz es muy difícil pronunciarse; el carácter tal vez discordante del Carbonífero, y la existencia de cantos de granitos deformados, podrían sugerir una edad del Devónico superior para la primera fase, pero el tipo de pliegues que presenta el Carbonífero apunta más bien en sentido contrario. En todo caso el problema del instante en que se inicia la deformación hercínica en el dominio de las Cadenas Costeras queda por el momento por resolver.

3.2.—TECTONICA ALPIDICA

Es la que ha definido o impreso los rasgos estructurales actuales en la zona, debidos fundamentalmente a la acción de dos sistemas principales de fallas: la NE-SW y NW-SE.

Los movimientos alpinos que tienen sus primeras manifestaciones a finales del Eoceno, comienzan con una fase compresiva que origina fallas inversas, como la que pone en contacto la Cordillera Prelitoral con la Depresión del Ebro.

En el Oligoceno y más probablemente a finales de este postestampien-
se o premioceno (ANADON 1973), otra etapa de compresión pliega el Oligoceno de Campins. Sus efectos apenas se dejan traslucir en otros ámbitos de la hoja, pero sí, fuera de la misma, al Norte, apareciendo estructuras de mayor intensidad cuar to más cerca de los Pirineos.

Le sigue en el Mioceno una etapa de distensión con juego de dos importantes direcciones de fracturación: NW-SE y NE-SW. Sin duda es la fase más importante de la zona, ya que va a condicionar la formación de las principales unidades geológicas como Depresión del Vallés, La Selva, etc..., a favor del compartimiento en bloques del zócalo hercínico y la cobertura del Eoceno, según una tectónica de distensión en las direcciones citadas.

Entre la NW-SE destaca la falla de la riera de Sta. Coloma que pone límite-entre la Depresión de La Selva y Las Guillerías, prolongándose hacia el NW, hasta la Depresión de Vic, percibiendo el salto de falla en la sucesión eocena. La falla de Amer-El Pasteral también pertenece a este ciclo distensivo lo mismo que la de Arbucies, Tordera, Gualba, Rocacorba, Tossa, Ridaura, etc.

El macizo de las Gavarres, queda a partir de ahora a manera de "horst" separado de Las Guillerías por la Depresión de la Selva y del macizo de Bagur por el "corredor" o fosa de Palafrugell, hundiéndose hacia el Norte, por medio de una serie de fallas escalonadas bajo los depósitos eocenos del Bajo Ampurdán.

Esta serie de fallas normales se formaron a partir del Mioceno hasta el Cuaternario. Intimamente ligado a las mismas y también a partir del Mioceno, entra en funcionamiento el aparato volcánico, con extrusiones de coladas basálticas y vulcanismo de tipo explosivo, continuando todavía las manifestaciones póstumas de esta actividad con las fuentes termales de Caldas de Malavella.

Depresión del Vallés

Las direcciones de fracturación NE-SW a que se vieron sometidas las Catalánides, provocó entre la C. Prelitoral y Litoral, la formación de la Depresión del Vallés, "fosa" disimétrica limitada por fallas de carácter similar, pero de diferente edad (FONTBOTE 1954)

Esta diferencia es la causante de la disposición sedimentaria de los materiales que rellenan la Depresión.

a) Contacto con la Cordillera Prelitoral.

Para FONTBOTE (op cit), la Cordillera Prelitoral consiste en un bloque en cuña situado entre la Depresión del Ebro y la del Vallés. El contacto con esta última, interesa al Mioceno, mediante una falla directa bastante vertical que evoluciona hacia el N. a un sistema de fallas paralelas, más complejo. Ha actuado en diferentes ocasiones durante el Terciario, primero en una doble etapa **distensión-compresión** y otra en etapas tardías de distensión que motivaron el basculamiento y hundimiento hacia el NW, de la serie detrítica miocena.

En la zona de Campins, la existencia de afloramientos oligocenos por debajo del Mioceno, plantea problemas. Según ANADON (1973) aquellos, se ponen en contacto tectónico con los materiales paleozoicos del Montseny por medio de una falla que en superficie se presenta como inversa. Se encuentra fosilizada por conglomerados del Vallesiense-Turolense cuyos niveles basales están afectados por la falla, con pliegues y fracturas de detalle, paralelos a esa alineación, es decir NE-SW y fosilizado tanto al Oligoceno como al granito. Todo esto hace pensar a ANADON (op cit) que la falla principal que pone en contacto la Cordillera Prelitoral con la Depresión del Vallés, caso de existir es de poca importancia.

b) Contacto con la Cordillera Litoral.

Por el contrario, los materiales miocénicos que afloran en el límite con la Cordillera Litoral están poco trastornados tectónicamente.

Ello es debido a que esta fractura se produjo antes de depositarse el Mioceno inferior, actuando tan sólo ligeramente una vez depositados los materiales del Mioceno basal (ROSSELL et al 1973).

Parece clara la existencia de esta falla que pone en contacto el Vallés con el zócalo granítico de la C. Litoral. Sería una falla normal, enmascarada por los aluviales del río Tordera por cuya traza discurre actualmente.

Depresión de La Selva

Asociado a la fase Rodánica, a finales del Mioceno y/o principios del Plioceno, aparece una nueva etapa de distensión, que da lugar a la formación de fallas de dirección NW-SE. La actividad de algunas fracturas de dirección NE-SW, quizás continuó favoreciéndose así, la formación de la Depresión de La Selva. Esta fase de distensión neogena, está relacionada con el vulcanismo existente en toda la zona, que comienza a manifestarse en las etapas distensivas del Mioceno, llegando hasta el Cuaternario. Es de destacar una neotectónica para la zona de Caldas de Malavella, LLOPIS (1951) donde existen movimientos de reajuste, denunciados por la actividad sísmica y termal, que se manifiesta según fallas que afectan a los depósitos cuaternarios.

En el Cuaternario se observa la actividad sísmica y termal que se manifiesta en la zona de la Depresión de La Selva.

En la Depresión de La Selva se observa:

1. Actividad sísmica y termal que se manifiesta en la Depresión de La Selva.

2. Actividad sísmica y termal que se manifiesta en la Depresión de La Selva.

3. Actividad sísmica y termal que se manifiesta en la Depresión de La Selva.

4. Actividad sísmica y termal que se manifiesta en la Depresión de La Selva.

5. Actividad sísmica y termal que se manifiesta en la Depresión de La Selva.

6. Actividad sísmica y termal que se manifiesta en la Depresión de La Selva.

7. Actividad sísmica y termal que se manifiesta en la Depresión de La Selva.

que se ha podido observar en la parte central del sector occidental, en la que se observa una granidad gruesa y una gran variedad de feldespatos y cuarzo. En la parte central y oriental del sector occidental se observa una granidad media y una gran variedad de feldespatos y cuarzo.

Los granitoides tienen su más probable origen en la transformación de gneises y migmatitas que han sido en gran parte

transformados en granitoides. Los granitoides tienen una gran variedad de feldespatos y cuarzo.

4.—PETROLOGIA

4.1—ROCAS PLUTONICAS

Entre las rocas plutónicas presentes en el área de este mapa, los granitoides (rocas plutónicas con un contenido en cuarzo superior al 20%) constituyen la casi totalidad de los afloramientos, aunque se conocen también pequeños stocks de cuarzodioritas, dioritas y gabros (VAN DER SIJP, 1951; ENRIQUE, 1981), así como de monzonitas o sienitas de dudoso origen ígneo en la mayoría de los casos, siendo lo más probable una génesis por transformaciones hidrotermales (ADELL, A. com. pers.). Entre los granitoides predominan las granodioritas, hallándose las facies más básicas en el sector occidental, donde además existen extensos afloramientos de tonalitas (ENRIQUE, 1978). En el sector más oriental, por el contrario las granodioritas se alternan con extensiones muy considerables de granitos más o menos leucocráticos.

En estos últimos se pueden distinguir: granitoides sintectónicos y posttectónicos.

4.1.1.—Rocas plutónicas sintectónicas

4.1.1.1.—Leucogranito moscovítico foliado de Osor (F1)

Consistente en una facies de borde del macizo intrusivo principal que aflora en el área de Osor y en el río Ter, entre el Pasteral y el embalse de Susqueda.

Son rocas de color blancuzco, constituidas por cuarzo y feldespato, con escasa biotita, en las que destaca el grano muy fino, de disyunción prismática y la transición, a veces imperceptible, entre ambos términos.

La composición más frecuente es la siguiente: cuarzo, ortosa pertítica y/o microclina y plagioclasa (albita u oligoclásica) como minerales fundamentales. También puede incluirse en ocasiones la biotita, si bien aparece más frecuentemente la moscovita, aunque siempre como accesorio, junto con círcón, epidota, hematites, turmalina y minerales opacos.

El análisis químico efectuado sobre una muestra representativa del conjunto ha dado los porcentajes siguientes:

SiO ₂	76,4
TiO ₂	0,1
Al ₂ O ₃	13,2
Fe ₂ O ₃	0,73
FeO	0,0
CaO	0,17
MgO	0,08
Na ₂ O	2,2
K ₂ O	5,9
Pérdida al fuego	0,88
Total	99,66

4.1.2.—Rocas plutónicas y posttectónicas

4.1.2.1.—Gabros (θ)

Estas rocas son extraordinariamente raras en el área estudiada conociéndose únicamente dos afloramientos de las mismas, uno asociado a las dioritas de Susqueda (VAN DER SIJP, 1951), y el otro en Orsavinyá, en el Macizo del Montnegre (ENRIQUE, 1981). VAN DER SIJP describe algunas de las rocas de Susqueda como rocas gábroicas de color oscuro con cantidades de plagioclasa del orden de un 50%, y pequeñas cantidades de cuarzo, con tamaño de grano variable. La plagioclasa se presenta zonada (con núcleos hasta de 70% de anortita). El segundo componente importante es la hornblenda, y a veces contienen biotita.

El afloramiento del Montnegre es de reducidas dimensiones hallándose en contacto con las corneanas de la cobertura. Tiene una composición heterogénea con zonas ricas en plagioclasa y otras ricas en minerales maficos. La plagioclasa se presenta en cristales fuertemente zonados con composiciones entre An₅₀ y An₇₀ (labradorita). Contiene pequeñas cantidades de cuarzo (cuarzogabros). Como minerales maficos presenta un anfíbol verde pálido, poco pleocroico, y augita, y en algunas muestras algo de biotita. Contiene pirrotina como mineral accesorio.

4.1.2.2.—Dioritas y Cuarzodioritas (γ_1)

Estas rocas se presentan formando un considerable número de afloramientos de pequeñas dimensiones, el mayor de los cuales es el de Susqueda. En la mayoría de los casos se hallan rodeados por granitoides, aunque en Figaró hay dos pequeños afloramientos que atraviesan y metamorfizan materiales devónicos y carboníferos.

Son rocas por lo general de grano fino a medio de color gris oscuro muy fácilmente meteorizables, con disyunción en bolas.

Los productos de su meteorización son fundamentalmente arcillosos. Su componente mineralógico principal es la plagioclasa (zonada y maclada), de composición andesítica, aunque en sus núcleos puede ser labradorítica, con lo que a veces constituyen una transición a rocas gabroicas (VAN DER SIJP, 1951).

Los minerales maficos son abundantes y en general predomina la hornblenda sobre la biotita. El feldespato potásico es escaso o inexistente, a veces formando intercrecimientos micrográficos con el cuarzo (Figaró).

En todas las muestras estudiadas se encuentra cuarzo, por lo que estas rocas deben clasificarse como dioritas cuarcíferas (en los casos en que el cuarzo no sobrepase el 5%) o bien como cuarzodioritas cuando se supere este valor pero no sobrepasen el 20%.

Algunas de estas dioritas son prácticamente idénticas a los enclaves melanócratas de las granodioritas y tonalitas, por lo que la desmembración de algunos de estos cuerpos dioríticos, de emplazamiento anterior o sincrónico con el de las granodioritas, podría considerarse como un posible origen de dichos enclaves.

Se pueden observar casos intermedios de este proceso en algunos afloramientos (Monte de S. Esteban -Palamós- y costa Sur de Llafranc), en los cuales las granodioritas penetran en el interior de la masa cuarzodiorítica produciendo la fragmentación de la misma.

4.1.2.3.—Tonalitas (γ_2)

Con este nombre se describe un granitoide con un elevado contenido en plagioclasa, bastante rico en cuarzo y biotita, con una escasa proporción de feldespato potásico, y que en los afloramientos cartografiados siempre contiene una cantidad apreciable de hornblenda, en grandes cristales idiomórficos de 0,5 a 2 cm. de longitud.

Presenta una microestructura heterogranular que se manifiesta sobre todo con la hornblenda y biotita en relación con la plagioclasa. Se meteoriza con gran facilidad dando origen a un Sauló incoherente de grano grueso muy inestable. No obstante el frente de alteración de la roca suele ser neto con lo que la roca fresca puede hallarse en grandes bolas sin muestras de alteración en su interior.

Siempre contiene cantidades notables de enclaves cuarzodioríticos melanócratas, de grano fino, redondeados, hasta de 1 metro o más de diámetro (aunque lo más frecuente es que tengan entre 20 y 30 cm.). También contiene enclaves metamórficos en su mayoría de origen pelítico, aunque su proporción es escasa.

El mineral predominante es la plagioclasa la cual forma aproximadamente un 50% de la roca. Se presenta en cristales idiomorfos, generalmente de 1 a 3 mm., intensamente zonados, con zonado oscilatorio y "patchy zoning". Su composición varía según las zonas entre oligoclasa y ladradorita. Las maclas de la albita son muy frecuentes, algo menos frecuentes las de la Periclina y más raras las de Carlsbad.

Presenta inclusiones de circón, apatito, hornblenda, biotita y minerales opacos, aunque generalmente en escasa cantidad. Es frecuente la alteración a sericitita, epidota y clinozoisita.

El feldespato potásico, pertítico es poco abundante, alotriomorfo e intersticial. Opticamente muestra generalmente las características de la ortosa, y a veces las de la microclina.

El cuarzo es abundante en granos policristalinos alotriomorfos de contornos muy irregulares.

La biotita es abundante, y se presenta típicamente con hábito prismático en gruesos cristales, que pueden alcanzar 1 cm. de longitud. Contiene abundantes inclusiones de apatito, minerales opacos, y en menor proporción de circón.

La hornblenda constituye el mineral más característico, en cristales prismáticos aplanados, maclados, presentándose en la muestra de mano como cristales rectangulares de aproximadamente 1 cm. de longitud (en general oscila entre 0,5 y 2 cm.), de color negro, a veces algo verdoso.

El afloramiento de estas tonalitas biotítico-hornbléndicas es único, de extensión considerable, aunque limitado a la zona sur-occidental de la Cordillera Litoral, constituyendo la mayor parte del bloque de Sant Mateu (Tonalitas de Sant Mateu). Se extienden desde Alella hasta Canyamars. (Teiá, Premiá, Cabrils, Argentona, Dosrius, etc).

El afloramiento se halla atravesado por numerosos diques de pórfitos graníticos y granodioríticos, de dirección predominante NE-SW. Las aplitas y pegmatitas, aunque no son raras, no son muy abundantes hallándose en pequeños diques de direcciones variadas.

TABLA I

Tonalitas biotítico-hornbléndicas.

Cantera Telá* Cant. Agell*

Cuarzo	29,99	25,29
Feld. potásico	5,80	6,33
Plagioclasa	48,29	52,56
Biotita	14,02	13,97
Hornblenda	1,48	0,97
 SiO ₂	63,57	64,79
Al ₂ O ₃	16,87	16,75
Fe ₂ O ₃	4,80	4,67
MgO	1,85	2,08
CaO	5,10	5,16
Na ₂ O	2,82	2,71
K ₂ O	2,63	2,64
P.f	0,60	0,72
Total	98,24	99,55

* ENRIQUE (1981).

4.1.2.4.—Granodioritas

La mayor parte de los afloramientos de rocas plutónicas cartografiados corresponden a las granodioritas. Estas rocas presentan un aspecto bastante uniforme, son de color gris con tendencia azulada en cantera, siempre contienen enclaves maficos por lo general no muy abundantes y su tamaño de grano suele ser medio, aunque existen facies subordinadas de grano fino y grueso. Como corresponde a su definición tienen un predominio de plagioclasa sobre el feldespato potásico, tienen cuarzo abundante, y típicamente contienen biotita como único mineral mafico, aunque en algunas zonas puede haber hornblenda accesoria. Debido a la fácil meteorización de la plagioclasa la roca se disgrega con facilidad aunque es frecuente que se presente una superficie nítida de separación entre la zona meteorizada y la roca fresca, lo que da origen a la formación de grandes bolas cuando se erosiona la parte alterada.

En la cartografía se han diferenciado cuatro tipos distintos de granodioritas atendiendo a sus diferencias texturales o mineralógicas:

- Granodioritas de grano fino biotíticas o biotítico- hornbléndicas. (alrededores del Turó del Morou, Corredor, etc.)
- Granodiorita biotítica porfiroides (con megacristales de feldespato potásico); matriz de grano medio-grueso (3-10 mm.) y megacristales de 2

a 10 cm. (generalmente de 3-4 cm.) (Palafolls, Blanes, S'Agaró, Palamós, Llagostera, etc).

- c) Granodiorita biotítica con hornblenda accesoria, de grano medio-grueso (3-10 mm.) (Tiana, Montornés, Mataró, Canet, etc).
- d) Granodioritas biotíticas de grano medio (3-6 mm.) (Badalona, Orrius, Cabrera, Lloret, Sta. Fé del Montseny, Arbucies, Romanyá de la Selva, etc).

4.1.2.4.1.—Granodioritas de grano fino biotíticas y biotítico-hornbléndicas. ($\gamma\gamma$)

Estas rocas constituyen unos afloramientos muy limitados situados en las proximidades, en el contacto, o en el interior de algunos cuerpos leucograníticos. VILADEVALL (1975) las describe en el macizo leucogranítico del Morou y las denomina microgranodioritas. Existen otros pequeños afloramientos principalmente en los alrededores de los leucogranitos del Corredor.

En el afloramiento se distinguen por su color gris bastante oscuro y su grano fino (1-3 mm.). Frecuentemente son heterogranulares, destacando los cristales de plagioclasa, cuarzo, biotita u hornblenda del resto de la roca. La honrblenda se halla frecuentemente en las del Montseny, pero no ha sido observada en los demás afloramientos.

En el laboratorio se han obtenido los siguientes resultados:

TABLA II

Morou *

Q	25,99
FK	18,54
PI	39,10
B	13,30
SiO ₂	67,81
Al ₂ O ₃	15,36
Fe ₂ O ₃	3,64
MgO	1,00
CaO	2,35
Na ₂ O	3,72
K ₂ O	4,67
P.f	0,80
Total	99,35

* VILADEVALL (1975)

4.1.2.4.2.—Granodioritas biotíticas porfiroides de grano medio a grueso. (p. 17)

Estas rocas tienen una distribución bastante limitada con afloramientos dispersos (Blanes, St. Feliú de Guixols-S'Agaró, Llagostera, etc.).

Se halla constituida por una matriz de grano medio a grueso (3 a 10 mm) formada por cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato potásico alotriomorfo, la cual, de composición granodiorítica-tonalítica engloba cristales de gran tamaño (megacristales) de feldespato potásico de tendencia idiomórfica muy marcada.

Estos suelen medir entre 2 y 4 cm. aunque excepcionalmente pueden alcanzar hasta 7-8 cm. e incluso hasta 10 cm. (MARCET RIBA, 1947). Prácticamente siempre presentan la macla de Carlsbad.

Estas granodioritas son ricas en enclaves cuarzodioríticos de tamaño variable (5-30 cm. aprox.), en general con formas redondeadas, de grano fino y color oscuro. Asimismo contienen xenolitos procedentes de las rocas metamórficas encajantes en menor proporción, aunque de variada composición (cornubianitas pelíticas, corneanas calcosilicatadas, cuarcitas, etc.). Es interesante destacar que estos xenolitos pueden hallarse como enclaves en el interior de enclaves mayores de composición cuarzodiorítica (enclaves dobles).

Estas granodioritas son muy fácilmente meteorizables siendo prácticamente imposible hallar muestras frescas en zonas no litorales, aunque en éstas se encuentran afloramientos excepcionales (S'Agaró, Palamós, etc.).

Estas rocas se hallan atravesadas por un importante conjunto filoniano formado principalmente por diques de pórfitos graníticos, de lamprófitos, de aplitas y pegmatitas, episienitas y filones de cuarzo.

Un análisis químico en estos granitoides ha aportado los siguientes datos:

TABLA II

	S'Agaró*
SiO ₂	67,42
Al ₂ O ₃	15,81
Fe ₂ O ₃	3,64
MgO	1,34
CaO	1,38
Na ₂ O	3,76
K ₂ O	4,87
P.f	1,50
Total	99,72

* ADELL (1981, comun. pers.)

4.1.2.4.3.—Granodioritas biotíticas, con hornblenda accesoria, de grano medio a grueso (Y_{Ih}).

Estas granodioritas presentan unas características petrográficas similares a las de las granodioritas biotíticas descritas aunque presentan algunas características propias adicionales que permiten diferenciarlas de ellas.

En primer lugar contienen hornblenda como mineral accesorio, la cual aunque bastante dispersa se presenta en cristales negroverdosos idiomóficos o alotriomorfos que pueden alcanzar hasta 1 cm. de longitud.

Contienen abundante biotita (sobre un 15%) con hábito prismático en cristales que pueden alcanzar hasta 1 cm. de longitud.

Su tamaño de grano es relativamente grueso (entre 3 y 10 mm). Son ricas en CaO , Fe_2O_3 , MgO y Al_2O_3 constituyendo un tránsito hacia las tonalitas.

Son fácilmente meteorizables originando un sauló que se disgrega con facilidad.

Es rica en enclaves cuarzodioríticos, los cuales muy frecuentemente contienen hornblenda, además de biotita. Estos enclaves suelen ser de tamaño superior a los de las granodioritas (aproximadamente entre 20 y 50 cm.).

Se localiza en dos afloramientos situados a ambos lados de las tonalitas del macizo de Sant Mateu (Premiá). El primero abarca una franja entre Tiana y Montornés y el segundo una banda litoral entre Mataró y Pineda.

4.1.2.4.4.—Granodioritas biotíticas de grano medio (Y_{I}).

Constituyen el tipo predominante. Su contenido en máficos oscila entre 7 y 18%, con un promedio aproximado del 12%.

Tienen un contenido medio en plagioclasa de un 40%, la cual se presenta con zonaciones importantes, frecuentemente oscilatorias y de tipo "patchy zoning", con una composición que varía entre oligoclasa y andesina.

Su forma externa tiene una marcada tendencia al idiomorfismo y sus granos quedan frecuentemente englobados en los cristales de feldespato potásico pertítico, el cual adquiere una microestructura poiquilitica alotriomorfa. A veces los bordes de la plagioclasa en contacto con el feldespato potásico son mirmecíticos. La plagioclasa muestra casi siempre el maclado polisintético de la Albite y es frecuente el de la Periclina.

El cuarzo se halla en granos irregulares policristalinos, generalmente con extinción ondulante.

Por la forma de la biotita pueden diferenciarse dos facies. En una de ellas la biotita se presenta en gruesos cristales prismáticos, con la longitud del prisma mayor que su anchura, de base hexagonal, y que en general superan el tamaño de grano medio de la roca. Estas granodioritas son ricas Fe, Mg y Ca (ver análisis "Vallensana" en Tabla II). Su localización geográfica en el área cartografiada se sitúa en la Cordillera Litoral, desde el Tibidabo hasta Sant Celoni (Badalona, Martorelles, Orrius, Cabrera, Llinás, etc.)

En la otra facies la biotita se presenta en forma de escamas aletiromorfas o bien en forma de placas de tendencia idiomorfa, pero son muy raros los prismas, siendo su tamaño por lo general inferior al tamaño de grano medio de la roca. Esta facies es la predominante en la Cordillera Prelitoral (Montseny, Guillerés) y en los afloramientos granodioríticos de la Costa Brava (Lloret, Tossa, Palafrugell, etc.)

En el afloramiento las granodioritas biotíticas suelen ser bastante homogéneas. Siempre contienen enclaves no muy grandes (aproximadamente entre 5 y 15 cm. de diámetro) que pueden ser de composición cuarzodiorítica, o bien ser de origen xenolítico, constituidos por rocas encajantes metamorfizadas (cornubianitas, corneanas, calcosilicatadas, etc.), aunque estos últimos son más raros. Asimismo son relativamente frecuentes las estructuras de tipo fluidal de tipo "schlieren" (acumulaciones de minerales maficos en superficies onduladas de bordes difusos).

En el laboratorio se han obtenido los siguientes resultados:

TABLA II

	Vallesana*	Sta. Fé-Arbucias**
Q	32,86	33,49
FK	8,40	21,27
PI	44,96	39,97
B	13,30	9,70
 SiO ₂	67,60	69,10
Al ₂ O ₃	15,68	14,74
Fe ₂ O ₃	4,31	3,28
MgO	1,33	0,86
CaO	3,34	2,53
Na ₂ O	2,96	3,54
K ₂ O	3,21	4,36
P.f	1,00	1,00
Total	99,43	99,41

* ENRIQUE (1981)

**VILADEVALL(1975)

4.1.2.5.—Granitos

Todos los granitos estudiados en esta área pertenecen al grupo de los GRANITOS MONZONITICOS o MONZOGRANITOS.

Las diferencias principales entre los distintos tipos cartografiados se deben fundamentalmente al contenido en minerales máficos y a variaciones microestructurales, básicamente del tamaño de grano.

En la cartografía se han diferenciado las facies siguientes:

- a) Granito biotítico porfídico y porfirole de Tagamanent (tránsito a pórfido granítico con megacristales).
- b) Leucogranito moscovítico de grano medio (2-4 mm.) de Cassá de la Selva.
- c) Granitos y leucogranitos de grano medio a grueso (3-15 mm.) Maf.=0,12% (biotita).
- d) Leucogranitos aplíticos de grano fino a medio (1-4 mm. aprox.) Contenido en máficos aprox. (biotita): M=0-5%.
- e) Leucogranitos de dos micas de grano fino (1-3 mm.) de Castillo de Aro.

Son rocas esencialmente cuarzo-feldespáticas, en general pobres o muy pobres en minerales máficos.

El cuarzo es abundante (30-35%), casi siempre presenta extinción ondulante y a veces forma intercrecimientos gráficos o micrográficos con el feldespato potásico.

El feldespato potásico se presenta con las características ópticas de la ortosa y de la microclina, con pertita en general muy manifiesta. Suelen presentar macles de Carlsbad, raras veces de Baveno, y normalmente la asociación característica de Albite-Periclina en la microclina.

La plagioclasa se trata típicamente de oligoclasa de tendencia albítica. Normalmente presenta zonaciones pero no muy marcadas. Es casi constante la maca polisintética de la albita y bastante rara la de la periclina.

La biotita se presenta en la gran mayoría de los casos en forma de escamas de poco espesor y con contornos irregulares (alotriomorfa).

La moscovita en general escasa (salvo en los tipos moscovíticos), se presenta igualmente en pequeñas escamas alotriomorfas.

Como minerales accesorios constantes se hallan el apatito y el círcón y los minerales opacos aunque son muy escasos.

Ocasionalmente aparecen pequeñas cantidades de granate.

4.1.2.5.1.—Granitos bióticos porfídicos — porfiroides de Tagament — Vallfornes (P¹).

Constituyen un afloramiento de dimensiones reducidas de aproximadamente 2 por 2 Km., totalmente rodeado por los materiales paleozoicos metamorfizados. La facies predominante presenta una microestructura muy heterogranular, con una matriz fina (0,2-0,5 mm.) englobando unos fenocristales de cuarzo, feldespato y biotita (de 3 a 5 mm.) (tránsito a pórfito granítico), y todo ello englobando a su vez megacristales de feldespato potásico (10-50 mm.) (facies porfiroides, o con megacristales).

El macizo se halla atravesado por algunos diques de pórfitos graníticos, dioríticos y lampríticos, siendo escasos los de aplita y pegmatita. Contiene enclaves microgranudos melanócratas, aunque son poco abundantes y de pequeño tamaño.

Se halla atravesado por numerosos filones de cuarzo, algunos de ellos mineralizados con fluorita, calcita, baritina y pequeñas cantidades de sulfuros (galena, calcopirita, etc.) (minas del Tagamanent).

Su composición mineralógica es la siguiente:

TABLA III

Tagamanent*	
Q	27,41
FK	30,51
PI	33,03
B	6,11
M	1,88

Q=Cuarzo; FK=Feldespato potásico (ortosa o microclina); PI=Plagioclasa; B=Biotita; M=Moscovita.

* VILADEVALL (1975).

4.1.2.5.2.—Leucogranitos moscovíticos de Cassá de la Selva (1).

Leucogranitos de grano medio (2-4 mm.) constituidos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita, de colores blancos o amarillentos. Prácticamente sin minerales ferromagnésicos. Constituyen un afloramiento bastante homogéneo de unos 8 Km. de largo por 2 Km. de ancho, totalmente rodeado por la cobertura metamórfica paleozoica. No presenta enclaves microgranudos melanócratas. Poco resistente a la erosión, por meteorización origina un sauló blanquecino rico en moscovita.

4.1.2.5.3.—Granitos y leucogranitos biotíticos de grano medio a grueso (3-15 mm.) (2)

Contenido en mafícos: 0-12%.

Por lo general se trata de granitos biotíticos de tendencia leococrática bastante marcada con un contenido en biotita de un 5% (Montnegre, Hostalric, Susqueda, etc). Sin embargo a veces el contenido es algo inferior (Sant Feliu de Guixols) o sensiblemente superior (Roca Miralles-St. Genís de Palafolls: aprox. 12%).

Generalmente se trata de una roca equigranular de grano medio a grueso, normalmente de color rosado o amarillento. La biotita se presenta en forma de escamas alotriomorfas de menor tamaño que los granos de cuarzo o feldespato. A veces contiene pequeñas cantidades de moscovita. En algunas localidades el feldespato potásico tiene tendencia al idiomorfismo (Roca Miralles) produciendo una textura inequigranular. Normalmente los enclaves microgranudos son raros, aunque excepcionalmente pueden ser muy abundantes, como en el granito del Montnegre (por ejemplo Km. 50 autopista de Gerona); en estos casos, sin embargo, su composición es relativamente ácida correspondiente a granodiorita o tonalita y conteniendo únicamente biotita como mineral ferromagnésico.

Los diques de aplita y pegmatita suelen ser relativamente frecuentes y a veces bastante importantes (Fogars de Tordera, Roca Miralles, etc.).

Son muy corrientes las alteraciones hidrotermales deutéricas, transformando la plagioclasa en sericitita verde con aspecto de talco, así como la presencia de numerosos filones de cuarzo.

Estas rocas se meteorizan con facilidad sobre todo las facies de grano más grueso, por lo que es difícil la obtención de muestras suficientemente frescas para su estudio microscópico o químico. Son fácilmente disagregables adquiriendo colores marrones o anaranjados por alteración de la biotita, resisten poco a la erosión y producen un sauló rico en cuarzo y feldespato potásico.

4.1.2.5.4.—Leucogranitos de grano fino a medio o aplíticos.

Contenido en mafícos 0-5% (1)

Son rocas de colores claros blancos, amarillentos o rosados; por lo general formando relieves destacados más o menos abruptos, a causa de su resistencia a la erosión (Célecs, Burriac, Morou, Roca Grossa-Rossell, Tamariu-Aiguablava, etc.).

En afloramiento, llama la atención la variabilidad en el tamaño de grano, desde aplítico (0,5-1 mm.) hasta grano medio (2-4 mm). El contenido en micas también puede variar en el mismo afloramiento aunque siempre es escaso. Cuando las hay, suele predominar la biotita en escamas

alotriomorfas pero casi siempre la acompaña en escasa proporción la moscovita.

Esporádicamente puede aparecer granate como accesorio, aunque en cristales relativamente grandes (1-4 mm.), como por ejemplo en el Morou (VILADEVALL, 1975), Célecs y Burriac (ENRIQUE, 1978), Aiguablava, etc.

Los diques de aplita y pegmatita, aunque siempre están presentes, no suelen ser abundantes. Sin embargo es relativamente frecuente la presencia de pegmatita en forma de pequeños núcleos centimétricos a decimétricos, a veces miarolíticos.

Los enclaves microgranudos melanócratas son muy raros o totalmente inexistentes.

Al microscopio se caracterizan por la microestructura alotriomorfa del cuarzo, el feldespato potásico e incluso de la plagioclasa. A veces las micas llegan a ser hipidiomorfas.

Respecto a la composición y análisis químicos, se han obtenido los siguientes datos:

TABLA III

	Célecs*	Morou**
Q	35,26	35,10
FK	32,00	34,95
PI	29,34	25,66
B	3,23	3,30
M	0,03	—
SiO ₂	74,35	73,78
Al ₂ O ₃	13,54	13,85
Fe ₂ O ₃	1,35	1,31
MgO	0,14	0,30
CaO	1,75	1,00
Na ₂ O	3,12	3,52
K ₂ O	4,60	5,14
P.f	0,40	0,50
Total	99,25	99,40

Q=Cuarzo; FK=Feldespato potásico (ortosa o microclina); PI=Plagioclasa; B=Biotita; M=Moscovita.

* ENRIQUE (1978)

** VILADEVALL (1975)

4.1.2.5.5.—Leucogranitos de dos micas de grano fino de Castillo de Aro (1m)

Constituyen un afloramiento de unos 5 por 2 Km., rodeado por granodioritas. Posee unas características mineralógicas y estructurales similares a los otros leucogranitos de grano fino ya descritos pero se caracterizan por contener cantidades apreciables de moscovita y biotita en proporciones parecidas. Predominan las facies de grano fino (1-2 mm.) (cantera de Puig Nou) resistentes a la erosión por lo que originan relieves destacados.

En la tabla siguiente, se plasman los resultados de los análisis químicos:

TABLA III

Castell d'Aro*

SiO ₂	74,17
Al ₂ O ₃	15,21
Fe ₂ O ₃	0,70
MgO	0,31
CaO	0,95
Na ₂ O	3,14
K ₂ O	4,60
P.f	0,89
Total	99,97

* IGME. MAGNA Hoja de San Feliu de Guixols (Gerona)

4.2.—ROCAS FILONIANAS

Las rocas filonianas son muy abundantes en determinadas zonas de los afloramientos plutónicos llegando a penetrar escasamente en su encajante metamórfico. Los pórvidos graníticos y granodioríticos (o microgranitos porfídicos y microgranodioritas porfídicas, respectivamente) representan con mucho la gran mayoría de los diques, tanto por su número como por sus dimensiones. En menor proporción y espesor se hallan pórvidos de composición más básica, por lo general diorítica a cuarzodiorítica.

Constituyendo diques o masas más importantes son destacables también las felsitas, a veces con bandeamientos fluidales, de aspecto y composición riolítica.

Asimismo los pequeños diques de direcciones variadas y pequeñas masas centimétricas de aplitas y pegmatitas son muy numerosas en el

interior de los granitoides y aparentemente tienden a ser más numerosos cerca de los contactos entre las diferentes unidades.

Por último cabe destacar la presencia, muy abundante en determinadas zonas (Costa Brava), de diques de lamprófidos.

Con respecto a otras rocas filonianas de origen neumatolítico o hidrotermal, se hallan muy ocasionalmente, greisens (cuarzomoscovita ± pirita), episienitas y epimonzonitas (ya mencionadas) y sobre todo filones de cuarzo, a veces asociados a brechas de falla, y que pueden estar acompañados por filones de calcita, baritina o fluorita, y esporádicamente por sulfuros de interés económico (galena, esfalerita, calcopirita, etc.).

4.2.1.—Pórfidos graníticos y cuarzodioríticos (FO)

Estas rocas se presentan generalmente formando diques muy abundantes aunque no cartografiados a escala 1:200.000. Su espesor se halla comprendido entre menos de un metro y casi 100, aunque los valores más frecuentes oscilan entre 10 y 25 m. La mayoría de las veces forman diques rectilíneos con direcciones comprendidas entre NE-SW hasta casi E-W, existiendo algunos de dirección NW-SE (por ejemplo Castell de Palafolls).

Su longitud puede llegar a ser de algunos Km. En la zona del Matagalls (Montseny) se encuentra una masa de dimensiones considerables que ha sido cartografiada (según VILADEVALL, 1975).

Posee una forma alargada de dirección NW-SE y tiene contornos irregulares.

La distribución de los diques no es homogénea sino que se concentra en determinadas áreas (por ejemplo en la zona de Susqueda, o en el macizo montañoso de Sant Mateu, Premiá), siendo más escasos en los demás afloramientos.

Por otra parte, estos diques atraviesan indistintamente a todas las rocas plutónicas independientemente de su composición (desde los leucogranitos hasta las dioritas), presentando una facies de borde, de enfriamiento rápido en contacto con la roca encajante. Estas rocas porfídicas de borde, generalmente negras, presentan una matriz criptocristalina, lo cual sugiere que la temperatura de la roca encajante en el momento del emplazamiento de los diques era fría y por tanto dicho emplazamiento tuvo que ser muy posterior a la formación de las rocas graníticas.

Al microscopio presentan una microestructura típicamente porfídica con fenocristales de cuarzo con hábito bipiramidal hexagonal, con desarrollo del prisma muy limitado, generalmente mostrando corrosiones intensas. Asimismo se presentan como fenocristales, las plagioclásas generalmente zonadas, el feldespato potásico, y a veces la biotita o la

hornblenda. La matriz es microcristalina, criptocristalina, granofídica y a veces incluso esferulítica (SAN MIGUEL DE LA CAMARA, 1936).

4.2.2.—Felsitas (F₀)

Con esta denominación se describen unas rocas de grano micro a criptocristalino de composición riolítica (o leucogranítica). En el afloramiento son de colores muy claros, en general verde pálido y frecuentemente presentan texturas bandeadas fluidales, que en los diques estrechos se disponen paralelas al contacto con la roca encajante.

En forma de pequeños diques se encuentran dispersas por casi toda la zona cartografiada, aunque son más abundantes en la zona de la Costa Brava. En las proximidades de Tossa existen dos importantes masas rodeadas por leucogranitos que han sido cartografiadas.

Al microscopio sólo se aprecia una masa indiferenciable de grano muy fino, que por tinción con cobaltinitrito, se deduce que es muy rica en feldespato potásico. Algunas veces contienen pequeños fenocristales de cuarzo corridos, de feldespato potásico o de plagioclasa, los cuales pueden llegar a ser algo abundantes (felsófidos; SAN MIGUEL DE LA CAMARA, 1936). A veces pueden tener textura micrográfica (granófidos).

4.3.—ROCAS VOLCANICAS

Las principales manifestaciones volcánicas se localizan en la zona de Massanet de la Selva, La Esparra, San Dalmai y proximidades de Santa Coloma de Farnes y Gerona, siendo muy escasas y puntuales las existentes en otras áreas como Llagostera, Madremany y Blanes.

Este vulcanismo, Neogeno y cuaternario, se halla intimamente relacionado con la tectónica, observándose como está asociado a las direcciones de fracturación predominantes NW-SE y NE-SW; es precisamente en la zona de cruce o interacción de esas discontinuidades donde se encuentran las principales manifestaciones volcánicas.

De forma general se puede decir que el vulcanismo se localiza entre dos importantes fracturas NW-SE: al falla de La Riera de Arbucias — Tordera al Sur, y la de Caldas-Tossa al Norte. Los distintos autores que hasta ahora han estudiado los afloramientos volcánicos, coinciden en la relación que existe entre tectónica y vulcanismo, apareciendo éste siempre ligado a algún accidente o discontinuidad importante del zócalo.

Desde el p.v. morfológico se pueden considerar 3 formas de presentarse las rocas volcánicas: bien de un modo puntual, en forma de pitones (necks) como es el caso de Hostalrich, San Cornelí, Tossa, Llagostera, San Mauricio y Madremanyá, bien en forma de extensas coladas como en Massanet y La Esparra, o bien de tipo explosivo (con restos de la caldera volcánica) como es el caso de San Dalmai.

Por otra parte, existe una correspondencia entre las diferentes morfologías y la edad de las erupciones de tal modo que hay una clara relación entre las sucesivas etapas de reactivación o distensión de las fallas y la forma de presentarse las rocas volcánicas.

4.3.1.—Vulcanismo de La Espera (β_1)

Al NW de Massanet de la Selva, se sitúan los afloramientos volcánicos de La Espera, asociados al accidente de la Riera de Sta. Coloma, perteneciente a la etapa de fracturación que comenzó a finales del Mioceno y continuó durante el Plioceno.

Morfologicamente corresponden a coladas de lava que se apoyan sobre el zócalo granítico así como a brechas volcánicas y una chimenea oval de unos 100 m. de longitud en cuyo centro aparece basalto compacto empotrado en la chimenea a través de una brecha de explosión formada por bloques de basalto y granito.

Resulta interesante destacar la existencia de pequeños necks en forma diseminada que atraviesan el granito y que denuncian una actividad volcánica incipiente, consecuencia de una fase de fracturación que debió tener lugar a finales del Mioceno o principios del Plioceno.

Se les asigna esta edad por la existencia de depósitos pliocenos que se apoyan directamente sobre las coladas de lava y que contienen cantos de basalto.

GUARDIA (1962) encuentra un paleomagnetismo inverso en las coladas y las atribuye al final del Mioceno, bien al "Pontiense" o al Villafranquense.

DONVILLE (1976) opina que las erupciones de La Espera son las más antiguas de la zona, acompañadas por los primeros fenómenos volcánicos de Massanet. Les asigna una edad de 7.5 MA y por tanto finimiocenas.

Las características petrológicas hablan de un basalto olivino, entre cuyos componentes principales se encuentran la plagioclasa, olivino, augita y cuarzo.

4.3.2.—Vulcanismo de San Mauricio y Caldas de Malavella (β_1)

LLOPIS (1951) estudia el origen de las aguas termales de Caldas de Malavella y comprueba su relación con la tectónica y las erupciones volcánicas que a favor de ella emergen.

El Valle de Caldas, está limitado por dos fracturas de dirección NW-SE que vienen jalónadas por erupciones basálticas de diferentes dimensiones, que atraviesan el granito y son las de Caldas de Malavella al N y San Mauricio al S.

Los afloramientos de Caldas y siempre según LLOPIS son observables claramente en una antigua cantera hoy inundada, formada por basalto columnar alterado que hacia el E queda generalmente cubierto por arenas pliocénicas en cuyas capas se observan cantos de basalto, completamente alterados y transformados en arcillas negruzcas.

Por la relación de estas erupciones con el desarrollo tectónico de la Depresión de la Selva, cuyas dislocaciones son finimiocenas o del plioceno inferior, le asigna al vulcanismo esta edad, ya que por otra parte, está recubierto por depósitos pliocenos.

No obstante, las actuales manifestaciones hidrotermales presentes en toda la zona de Caldas, asociadas al vulcanismo, denuncian una actividad tardía de éste durante el Cuaternario.

En lámina delgada, se han clasificado estas rocas volcánicas como basalto olivínico con fenocristales de olivino, parcialmente iddingsitizados y con concentraciones de augita.

Cantos de este basalto se encuentran en las capas pliocénicas que afloran el SW de la población, por lo que SOLE (1962) considera que esta erupción es "antipliocena o por lo menos de principios del Plioceno" y parece que está asociada a una gran falla NW-SE.

GUARDIA (1954) no pudo realizar medidas de paleomagnetismo en los basaltos y tampoco DONVILLE (1973) ha podido aplicar el método K/A debido a la intensa alteración que los basaltos presentan.

El vulcanismo de San Mauricio, al SE de Caldas, corresponde a un neck o columnata basáltica bien conservada que destaca morfológicamente del granito, pero que debido a la ausencia de depósitos terciarios en sus inmediaciones, no se puede establecer correlaciones en la cobertura.

Si se correlaciona con el volcánico aflorante en Can Fregu, cerca de Vídreras, en la carretera de Llagostera, que es anterior a los depósitos pliocénicos, le correspondería una edad "Pontiense-Plioceno inferior"; en el caso de correlacionarlo con el vulcanismo de Caldas, resultaría ser preplioceno o Plioceno inferior, por lo que parece acertado, asignarle esta última edad.

DONVILLE (1973) la establece en 5.1 MA por datación con el método K/Ar y GUARDIA (1962) obtiene un paleomagnetismo inverso y opina que se lo puede considerar como Plioceno inferior.

Petrográficamente es similar al Basalto de Caldas.

4.3.3.—Vulcanismo de Hostalrich (β_2)

Se localiza en la villa del mismo nombre, junto al castillo y está formado por un neck rodeado de brechas de explosión que descansan sobre una

serie arcósica, con restos de **Mastodón**, atribuida al "Pontiense". Se pueden diferenciar dos fases de actividad: una explosiva y otra posterior más tranquila, correspondiente al emplazamiento de los basaltos de la chimenea GUARDIA (1962). Según este autor, la edad del basalto (basándose en medidas de paleomagnetismo de las lavas) es Mioceno superior ("Pontiense o Villafranquense").

LLOPIS (1947) explica cómo los sedimentos pontienses de los alrededores de la cúpula basáltica, contienen cantos de basalto lo cual plantea el dilema de que, o la erupción de Hostalrich es pontiense o los materiales son post-miocenos. En el 1º caso cabría admitir una serie de emisiones desde el "Pontiense" hasta finales del Plioceno y cuaternario, pues hay varios diques de basalto que cruzan este sedimento y la deformación que se observa en los materiales, no debe ser totalmente extraña a la erupción.

SOLE SABARIS (1962) atribuye estos basaltos a finales del Pontiense o incluso al Plioceno, aun cuando no puede precisar la edad exacta de la serie arcósica atravesada por la chimenea basáltica, por ausencia de fauna, asignándole la edad Pontiense por correlación con series fosilíferas cercanas de la Depresión del Vallés occidental, como Caldas de Montbui, San Celoni y Granollers.

DONVILLE (1976) acepta también una edad post-pontiense para la chimenea de Hostalrich. Mediante la realización de medidas geocronométricas por el método K/Ar, realizadas en las vulcanitas, obtiene para estos depósitos una edad aproximada de 2,2 MA, es decir, Plioceno-Cuaternario, la edad más tardía de las emitidas por los diferentes autores.

Petrológicamente, TOURNON (1969) define este vulcanismo como una basanita con leucita, formada por fenocristales de olivino, frecuentemente alterados a augita y una matriz constituida por microlitos de augita, labradorita y minerales opacos.

Las muestras de la hoja 1:50.000, 38-14 (Blanes), hablan de basaltos olivínicos de textura intergranular y porfídica con cristales de olivino fuertemente iddingsitzados y pequeños cristales de plagioclasa con granos de augita como minerales principales y con opacos, óxidos de hierro, rutilo, serpentina y olivino como accesorios.

4.3.4.—Vulcanismo de San Cornel (β₂)

A escasos Km. de Hostalrich, existen otros afloramientos basálticos (San Cornel). Se trata de pequeños necks basálticos encajados directamente en el granito. Aparecen alineados con el anterior según la dirección NW-SE, por lo que es fácil pensar que estén relacionados con la fractura del río Tordera.

La gran alteración que presentan las rocas, no le han permitido a GUARDIA, realizar estudios de paleomagnetismo. DONVILLE (1976) les

asigna una edad que va de 3 a 0,12 MA, sin poder precisarla debido a la proximidad y escasa representatividad de los afloramientos.

Los estudios llevados a cabo tanto al microscopio (muestra 124, Blanes) como las observaciones de campo lo definen como basaltos olivínicos de edad Pliocuaternario.

Se incluyen dentro del aparato volcánico de las manifestaciones de Hostalrich, tanto por su proximidad, como escasa representatividad, de ahí que no aparezcan diferenciados en la leyenda del mapa.

4.3.5.—Vulcanismo de Massanet (β_1)

Dos afloramientos, en forma de extensas coladas, se sitúan en la zona de cruce de importantes fracturas que en este área condicionan la depresión de la Selva.

Representan la mayor extensión de afloramientos de toda la zona a estudiar.

SOLE SABARIS (1962) atribuye estas manifestaciones al Plioceno, sincrónicas con la sedimentación de los depósitos que rellenan la depresión, ya que el basalto atraviesa unas arcosas subhorizontales que a su vez contienen productos volcánicos.

Este vulcanismo DONVILLE (1976) corresponde a una etapa de fracturación que comenzaría a finales del Mioceno, al igual que en Hostalrich.

Posteriormente y a principios del Plioceno, tendría lugar la fase álgida eruptiva creándose una serie de focos emisores relacionados con las discontinuidades principales que implicaría una edad finimioceno-Plioceno, para este vulcanismo.

La actividad volcánica no fue constante sino que existieron interrupciones como lo demuestra la presencia de paleosuelos entre las coladas de lava (talud de la carretera a la salida de la autopista, en dirección a Massanet).

El análisis microscópico habla de basaltos olivínicos en los que se observa textura fluidal definida por la orientación de microlitos de clinopiroxeno. El olivino, muy iddingsitizado se encuentra tanto en fenocristales como en la pasta; otros componentes minerales principales son la augita, labradorita y magnetita. Como accesorios están la calcita, biotita, apatito, minerales opacos, etc.

Macroscópicamente presentan las coladas un color oscuro observándose vacuolas y presencia de cristales de olivino.

4.3.6.—Basaltos de Domeny (β_3)

Afloran en el talud de la carretera de Gerona a San Gregorio, parcialmente cubiertos por arcillas de alteración.

Al microscopio se han clasificado como basaltos olivínicos, cuyos fenocristales se hallan frecuentemente iddingsitzados. Son frecuentes los microlitos de titanoaugita.

El aspecto externo de los basaltos es en lajas y bolos.

Están ligados a la manifestación volcánica de Adri, caracterizada por la emisión de lavas y productos piroclásticos.

Constituyen el vulcanismo más meridional de la Garrotxa y forman una de las ramas de una extensa colada que discurre a lo largo de los torrentes Pedrola y Garrec y se extiende por el llano de Domeny.

SOLE (1962) considera a la mayoría de las erupciones de esta zona post-Mindeliense, pre-Wurmiense, así como indica también un vulcanismo explosivo post-Wurmiense, caracterizado por la superposición de productos piroclásticos en coladas sucesivas.

DONVILLE (1976) asigna una edad de 0,11 MA para las rocas volcánicas de la Garrotxa, aunque con serias dudas debido a las concentraciones anómalas de argón no radiogénico.

4.3.7.—Vulcanismo explosivo de San Dalmai (T_3)

Se trata de un amplio cono volcánico de forma circular de unos tres Km. de diámetro, con una depresión central o caldera de aproximadamente 1 Km. de diámetro y 50 m. de diferencia de cota.

Litológicamente está formado por capas de material piroclástico, procedentes de distintas explosiones, con un ligero buzamiento hacia la parte externa del aparato. En su salida al exterior han arrastrado trozos de coladas basálticas que muestran una estructura escoriácea y que contienen pequeños cantos de granito y obsidiana.

A pequeña escala, las capas de material piroclástico presentan buena gradación de tamaño según bombas: lapillis y cenizas.

Por su disposición sobre las arcosas pliocénicas, se puede considerar entre el Plioceno superior y el Cuaternario sin descartar la posibilidad de correlacionarlo con la fase explosiva post-Wurmiense del vulcanismo de Olot.

4.4.—ROCAS METAMORFICAS

De los materiales de origen sedimentario hercínicos que afloran en la hoja, están datados paleontológicamente el Ordovícico superior, el Silúrico,

el Devónico y el Carbonífero inferior. Por debajo del Ordovícico superior se encuentra una potente secuencia de rocas predominantemente pelíticas, semi-pelíticas, cuarcíticas y cuarzo-feldespáticas que hasta el presente no ha librado fauna. En esta secuencia existen además intercalaciones de mármoles rocas calco-silicatadas, ortoanfibolitas y gneises leucocráticos. Este conjunto de materiales infra-caradocienses es denominado por numerosos autores, tanto en el dominio de esta hoja como en el Hercínico de los Pirineos, como serie Cambro-Ordovícica.

El conjunto de materiales a que nos hemos referido ha sido sometido en mayor o menor grado a transformaciones metamórficas. A grandes rasgos pueden diferenciarse dos episodios de metamorfismo. El primero de ellos es de carácter regional y afecta a la serie paleozoica, si bien las condiciones mesozonales quedan restringidas a los terrenos profundos de la serie Cambro-Ordovícica (P. eje. Guilleries).

Con posterioridad a este episodio se desarrolla un metamorfismo de contacto inducido por el emplazamiento de los granitoides tardi-tectónicos ampliamente desarrollados en esta hoja.

Las aureolas de contacto se localizan a diferentes niveles estratigráficos, en ocasiones superponiéndose a materiales profundos previamente sometidos a metamorfismo regional en facies anfibolítica, Zona Oriental del Macizo del Montseny (VILADEVALL, 1978), en otras llegando a afectar al Carbonífero inferior, como en el Montnegre (ALMERA, 1914).

4.4.1.—Metamorfismo regional

El metamorfismo regional es de tipo de baja presión, lo cual condiciona la estrechez de las zonas de isometamorfismo en los dominios mesozonales y catazonales. En contraste, en los dominios epizonales (grados bajo y muy bajo) las zonas de isometamorfismo se ensanchan considerablemente y a través de varios kilómetros no se observan cambios sustanciales en las asociaciones minerales susceptibles de indicar diferencias apreciables en grado (p. ej. en el sector occidental del Macizo del Montseny).

El metamorfismo regional tiene carácter progrado, polifásico y plurifacial. El clímax se alcanza generalmente con posterioridad a las deformaciones principales. El crecimiento de andalucita y cordierita cubre un amplio lapso de tiempo y durante el episodio metamórfico se localizan dos fases de crecimiento de andalucitas y cordieritas. El primer clímax se sitúa en la interfase que separa la génesis de la primera esquistosidad de la segunda cuyo carácter es más penetrante y aparece sobre los terrenos mesozonales como foliación dominante. Un segundo clímax en el metamorfismo regional (VILADEVALL, 1978) se sitúa durante o posteriormente a la tercera fase de deformación responsable de la crenulación de la esquistosidad dominante.

La delimitación de una zonación metamórfica precisa, presenta grandes dificultades debido a la limitada extensión de las áreas de

metamorfismo regional, a la muy extendida presencia de intrusiones de granitoides tardíos y, al correspondiente enmascaramiento del metamorfismo regional por efecto de las aureolas térmicas y también por el gran desarrollo que adquiere la tectónica de fracturas alpinas que crea una compartición en bloques de los terrenos hercínicos.

En la secuencia metasedimentaria los terrenos epizonales son predominantes. En los dominios mesozonales-catazonales a grandes rasgos puede reconocerse la siguiente zonación:

- zona de la biotita
- zona de la andalucita-cordierita±estaurolita±granate (almadino)
- zona de la sillimanita

Las metapelitas mesozonales son esquistos más o menos micáceos o cuarcíticos con cantidades subordinadas de feldespato. Sus microestructuras son grano-lepidoblásticas y porfido-blásticas en las variedades con cristales de andalucita y/o cordierita.

Las paragénesis estables en los esquistos mesozonales en la parte media y alta de la facies anfibolítica son aquellas con moscovita+biotita+andalucita+cordierita. No obstante en el sector SE del Macizo del Montseny aparecen asociaciones con estaurolita relictiva (VILADEVALL, 1978), desestabilizada a andalucita y biotita. Análogamente en la zona de Las Guillerías se observan restos de antiguos granates junto con biotita, moscovita y andalucita de neoformación. Ambos hechos atestiguan una evolución plurifacial del metamorfismo con un descenso progresivo de la presión, manteniéndose la temperatura constante o incluso puede que aumentando ligeramente. Localmente en las zonas de más alto grado aparecen asociaciones con sillimanita+moscovita y también sillimanita+feldespato potásico (\pm moscovita).

Precisamente en estas zonas se presentan pequeñas inyecciones de leucogranitos moscovíticos, aplitas y pegmatitas. El hecho de que algunos de estos cuerpos leucocráticos estén foliados, indica el carácter relativamente precoz de estas intrusiones con respecto a la de los granitoides tardíos-tectónicos. Estas relaciones son particularmente bien observables en la zona de Las Guillerías.

4.4.1.1.—Gneises cuarzo-feldespáticos leucocráticos (ξ)

Aparecen especialmente bien representados en la Hoja 1:50.000 de Sta. Coloma de Farnes (Guillerías) donde forman más de una intercalación en la serie Cambro-Ordovícica.

Son rocas de coloración clara y manifiestamente esquistosas que además presentan una foliación metamórfica definida por algunos lechos discontinuos de moscovita y biotita. Esta foliación es perfectamente concordante con la de los esquistos encajantes de estos gneises. La

composición mineral es fundamentalmente cuarzo-feldespática, los minerales esenciales son: cuarzo, feldespato potásico (microclina) y una plagioclasa sódica.

La biotita es un componente menos abundante y contiene cantidades variables de moscovita. Como accesorios presentan círcón, turmalina y magnetita, y como secundario clorita procedente de la biotita.

En lo que respecta a la microestructura, el cuarzo y los feldespatos definen una textura granoblástica con los feldespatos a menudo dispuestos en bandas. Las capas más ricas en feldespato tienen un grano más grueso que las constituidas por cuarzo, quizás debido a que aquellos minerales se encuentran menos deformados. Por otra parte se encuentran porfiroclastos relictos formados por feldespato potásico pertítico así como por algunas agrupaciones de plagioclásas, lo que confiere a la roca un aspecto glandular en algunas ocasiones.

En lo referente al origen de estos gneises parece que corresponden predominantemente a rocas ortoderivadas, algunas de tipo aplítico (las de grano fino), mientras que las ligeramente glandulares podrán proceder de granitos leucocráticos, emparentados con las anteriores, pero de grano ligeramente más grueso. Estas rocas, al haber sido afectadas, como evidencian sus relaciones de campo, por las fases principales de deformación han debido de emplazarse con anterioridad a éstas; se trataría por tanto de rocas pre-hercínicas o hercínicas precoces (naturalmente admitiendo que la fase principal de deformación sea hercínica).

4.4.1.2.—Mármoles y rocas calco-silicatadas (Δ)

Se trata de rocas esencialmente constituidas por calcita y/o dolomita, que presentan microestructuras granoblásticas con tendencia poligonal. Estos mármoles llevan en algunos casos asociadas bandas de rocas calco-silicatadas, a veces con zonaciones minerales en el interior de las mismas. La asociación típica de las rocas calcosilicatadas es diópsido + grosularia + cuarzo. En algunos casos, cuando la permeabilidad ha permitido la circulación de fluidos se forma anfibol originándose paraanfibolitas.

4.4.1.3.—Ortoanfibolitas.

Se trata de niveles discontinuos de centimétricos a decimétricos, cuya mineralogía es variable. En algunos casos son rocas con microestructura granoblástica definida por el cuarzo y las plagioclásas, mientras que los anfiboles junto con niveles más ricos en cuarzo y plagioclasa se encuentran orientados paralelamente entre sí definiendo una foliación. La mineralogía esencial de estas rocas es: plagioclasa, hornblenda+cummingtonita y cuarzo. Como accesorios presentan pequeñas cantidades de clorita, biotita y minerales opacos. En las variedades con granate, éstos presentan inclusiones rotacionales. La paragénesis está en equilibrio con las que presentan los esquistos encajantes e indica condiciones metamórficas de facies anfibolítica de grado intermedio-alto.

4.4.2.—Metamorfismo de contacto

Se desarrolla alrededor de los granitoides intruidos con posterioridad al metamorfismo regional. Es más patente en aquellas rocas que, con anterioridad a este evento térmico, durante el metamorfismo regional no habían rebasado las condiciones de facies de los esquistos verdes. Sin embargo es difícil de separar ambos episodios en rocas que en el primero alcanzaron la facies anfibólica. Los espesores de las aureolas son variables, normalmente del orden del kilómetro aunque se observan variaciones en este espesor que pueden interpretarse por la presencia de cuerpos ígneos subyacentes. Los stocks de pequeño tamaño presentan aureolas de menor espesor.

En rocas de tipo filítico, los primeros síntomas del metamorfismo de contacto se traducen por la aparición de moteados formados por agregados nodulares, poiquiloblásticos de biotita-cordierita. Con la proximidad al granitoide intrusivo la roca adquiere progresivamente un carácter más masivo, apareciendo en algunos casos rocas con carácter esquistoso producto de la mimetización de la foliación pre-existente a cargo de biotitas y moscovitas neoformadas. La zona más interna de la aureola se caracteriza por la presencia de cornubianitas masivas con cordierita + andalucita o sillimanita. En rocas alumínicas pobres en cuarzo se puede encontrar corindón. Cuando la intrusión está constituida por granodioritas o rocas básicas el incremento térmico permite la aparición de asociaciones minerales propias de la facies de las cornealias piroxénicas. La corneanificación no excluye la preservación de antiguas estructuras primarias de origen sedimentario como ocurre con los niveles flyschoides del Carbonífero inferior del Montnegre.

Los efectos del metamorfismo de contacto son más difíciles de determinar en aquellas zonas en donde la aureola térmica se superpone a esquistos previamente mesozonales. Dado que el metamorfismo regional, como se deduce de sus asociaciones minerales, es de baja presión, es particularmente difícil diferenciar las asociaciones minerales de ambos eventos metamórficos. En terrenos en que se superponen ambos episodios las relaciones microestructurales y la distribución cartográfica de las zonaciones son los únicos criterios que permiten atribuir las asociaciones minerales a uno u otro episodio metamórfico.

Por lo general los metamorfismos de contacto son posteriores a las fases de deformación penetrantes y a las crenulaciones de las mismas. No obstante se han observado en alguna ocasión crecimientos sincinemáticos, con respecto a fases de crenulación, de minerales propios del episodio de contacto, y en otros existen porfidoblastos afectados por las fases ligadas al desarrollo de pliegues tipo Kink.

Cuando la aureola metamórfica afecta a las pizarras ampelíticas del Silúrico, la corneanificación conlleva la formación de porfidoblastos de quiatolita.

En el caso en que los materiales afectados sean las calizas siluro-devónicas se desarrollan mármoles y rocas calcosilicatadas de gran variedad mineralógica y localmente asociadas a Skarns. Las rocas calcosilicatadas más frecuentes asociadas a los mármoles son alternancias de niveles o bandas de grossularia-idocrasa con otras de diópsido-cuarzo. También son frecuentes las corneanas actinolítico-tremolíticas y epidóticas.

En algunos mármoles se han encontrado asociaciones de carbonato con forsterita, con wollastonita y con flogopita.

Las diferentes variedades mineralógicas de corneanas calcosilicatadas reflejan variaciones en la composición original, de modo que las reacciones metamórficas condicionan la presencia de nuevos minerales de forma localizada, ya que los equilibrios se producen en dominios muy reducidos (equilibrios en mosaico).

En el caso de las calizas siluro-devónicas, las reacciones metamórficas que se producen en la formación de los mármoles y las calcosilicatadas, así como en la formación de los Skarns, tienen que ser muy intensas y rápidas, ya que las rocas calcosilicatadas y los Skarns se forman en la parte más caliente de la metamorfosis. La temperatura de formación de los Skarns es de 600-700°C, y la de los mármoles es de 400-500°C. La formación de los Skarns se produce en la parte más caliente de la metamorfosis, ya que las rocas calcosilicatadas se forman en la parte más fría de la metamorfosis. La formación de los mármoles se produce en la parte más fría de la metamorfosis, ya que las rocas calcosilicatadas se forman en la parte más caliente de la metamorfosis.

En el caso de las calizas siluro-devónicas, las reacciones metamórficas que se producen en la formación de los mármoles y las calcosilicatadas, así como en la formación de los Skarns, tienen que ser muy intensas y rápidas, ya que las rocas calcosilicatadas y los Skarns se forman en la parte más caliente de la metamorfosis. La temperatura de formación de los Skarns es de 600-700°C, y la de los mármoles es de 400-500°C. La formación de los Skarns se produce en la parte más caliente de la metamorfosis, ya que las rocas calcosilicatadas se forman en la parte más fría de la metamorfosis. La formación de los mármoles se produce en la parte más fría de la metamorfosis, ya que las rocas calcosilicatadas se forman en la parte más caliente de la metamorfosis.

En el caso de las calizas siluro-devónicas, las reacciones metamórficas que se producen en la formación de los mármoles y las calcosilicatadas, así como en la formación de los Skarns, tienen que ser muy intensas y rápidas, ya que las rocas calcosilicatadas y los Skarns se forman en la parte más caliente de la metamorfosis. La temperatura de formación de los Skarns es de 600-700°C, y la de los mármoles es de 400-500°C. La formación de los Skarns se produce en la parte más caliente de la metamorfosis, ya que las rocas calcosilicatadas se forman en la parte más fría de la metamorfosis. La formación de los mármoles se produce en la parte más fría de la metamorfosis, ya que las rocas calcosilicatadas se forman en la parte más caliente de la metamorfosis.

En el caso de las calizas siluro-devónicas, las reacciones metamórficas que se producen en la formación de los mármoles y las calcosilicatadas, así como en la formación de los Skarns, tienen que ser muy intensas y rápidas, ya que las rocas calcosilicatadas y los Skarns se forman en la parte más caliente de la metamorfosis. La temperatura de formación de los Skarns es de 600-700°C, y la de los mármoles es de 400-500°C. La formación de los Skarns se produce en la parte más caliente de la metamorfosis, ya que las rocas calcosilicatadas se forman en la parte más fría de la metamorfosis. La formación de los mármoles se produce en la parte más fría de la metamorfosis, ya que las rocas calcosilicatadas se forman en la parte más caliente de la metamorfosis.

5.—HISTORIA GEOLOGICA

Comienza con la sedimentación de una potente serie de materiales detríticos, principalmente arcillosos, depositados en un régimen marino. Alternaría con episodios marinos de plataforma en los que se depositarían paquetes calcáreos (tipo biohermal) correspondientes a los niveles de mármoles que aparecen intercalados en la serie. Esto ocurriría con anterioridad al Caradoc (al que corresponde la primera datación paleontológica) de ahí que se considere a aquellos materiales como Cambro-Ordovícico cuanto menos infracaradoc.

En el Ordovícico superior (Caradoc) tiene lugar una cierta inestabilidad de la cuenca con la deposición en Las Guillerías y Gavarres de una serie alternante de grauvacas y esquistos cuarzo-feldespáticos, vulcano sedimentarios.

Durante el Ordovícico terminal y silúrico la sedimentación marina es de tipo pelítico, pizarras del Avenco y pizarras con graptolites. A techo de las pizarras del Avenco, aparecen unas ritmitas de areniscas-arcillas, que PUSCHMANN interpretó como turbiditas distales y dentro de las cuales se encuentran brechas sinsedimentarias.

La sedimentación pizarrosa persiste hasta el Wenlokiense a partir del cual comienzan a intercalarse pequeños episodios calcáreos que culminan

con las calizas del Devónico inferior que se presentan en facies "griotte" de poca profundidad con pasos laterales a niveles más margosos.

Esta sedimentación perdura hasta el Devónico inferior, a partir del cual vuelve a hacerse nuevamente pizarrosa (pizarras con Tentaculites), hasta el Givetiano inferior.

No hay registro del Devónico superior y comienza el Carbonífero con una sedimentación marina condensada como lo indican las calizas, pizarras y lítitas que constituyen el Viseiense. Es en este momento cuando tiene lugar un cambio brusco en las condiciones paleogeográficas, con el depósito de la facies Culm, con un aporte de detriticos que denuncian el levantamiento y la proximidad de áreas emergidas. Con este episodio finaliza el ciclo de sedimentación paleozoica y comienza el preludio de los movimientos hercínicos.

Aunque, como se ha citado en otro epígrafe, no está claro el momento en que se inicia la deformación hercínica en las cadenas costeras, parece que comienza con una fase compresiva durante el Westfaliense, que va acompañada de una esquistosidad de flujo en zonas profundas formándose pliegues isoclinales y recumbentes.

Una segunda fase de deformación, más intensa que la primera y a la que va asociada una esquistosidad más penetrante, origina las directrices generales de las estructuras actualmente observables. Esta fase que se manifiesta en toda la región, donde mejor se halla representada es en el Montnegre. Aquí, se ponen de manifiesto una serie de escamas imbricadas, con complejos planos de discontinuidad que denuncian el tipo de deformación.

Una vez terminados estos procesos de deformación, se produce la intrusión de las rocas graníticas, cuyo emplazamiento va acompañado de una intensa fracturación, en la que se emplazara más tarde por inyección, el cortejo filoniano.

Esta intrusión origina en la roca encajante una extensa aureola de metamorfismo de contacto. CHESSEX et al. (1965) han datado los granitos de Palafrugell —Palamós, asignándoles una edad de 270 M.A. (post-westfalienses).

Con posterioridad a esta fase principal del plegamiento hercínico y hasta un momento indeterminado del triásico inferior (VIRGILI et al. 1977), no existe ningún tipo de registro sedimentario. Durante este dilatado período de tiempo se producen: la fracturación tardihercínica, un intenso arrasamiento del relieve y la alteración climática rubefactante a la que se ha hecho mención anteriormente.

De estos tres acontecimientos el citado en primer lugar es el más difícilmente demostrable, aunque su existencia parece confirmarse en base a que la sedimentación mesozoica aparece controlada por un sistema de

fracturas del zócalo, las cuales individualizados dentro de un régimen esencialmente distensivo (ESTEBAN y ROBLES en ANADON et al., en prensa).

A escala de los Catalánides, la actuación de este sistema de fracturas de zócalo es particularmente notoria durante la sedimentación de las facies fluviales del Buntsandstein, haciendo menos patente durante la deposición de las facies de tránsito al Muschelkalk (MARZO, 1980). La clara tendencia granodecreciente presentada en la vertical por el Buntsandstein, parece reflejar un progresivo amortiguamiento de los relieves del área fuente (¿"Macizo del Ebro"?) y una subsidencia diferencial apenas compensada por la tasa de aporte lo que culminará con la transgresión de los carbonatos del Muschelkalk inferior.

Según ESTEBAN y ROBLES -(op. cit)- durante la sedimentación de estas facies marinas someras, los desniveles entre los bloques del substrato serían mínimos, mientras que el inicio de la sedimentación de las facies continentales del Muschelkalk medio señalaría una nueva reactivación de las fracturas de zócalo. De acuerdo con VIRGILI et al. (1977) los carbonatos del Muschelkalk inferior se depositaron durante el Anisiense, mientras que el Muschelkalk medio abarca parte del Anisiense superior y parte del Ladinense inferior; HIRSCH (1977) sitúa este último tramo rojo entre el Ladinense inferior y la parte más baja del Ladinense superior.

Sobre las facies detriticas rojas se instalan, mediante una nueva transgresión, los carbonatos someros del Muschelkalk superior, cuya edad es esencialmente Ladinense, aunque su techo se sitúa en el Karniense (HIRSCH, 1977; VIRGILI et al, 1977). En el sector estudiado, únicamente han quedado preservados de la erosión posterior unos 15-20 m. de dolomías que constituyen el techo de la serie triásica y mesozoica. Posiblemente el Keuper falta por erosión mientras que los carbonatos jurásicos y cretácicos no se depositaron.

Diversos autores (LLOPIS, 1947, VIRGILI, 1958) han señalado la posibilidad de que la desaparición del Triásico al NE de la fractura de Seva no fuera un fenómeno simplemente erosivo, sino que en parte se debiera a que el límite NE de la cuenca triásica se localizaba en las inmediaciones de dicha fractura. Apoyando esta idea, VIRGILI (1958) cita la existencia de rápidos cambios de facies, en el seno del Buntsandstein y Muschelkalk inferior de El Brull. Según nuestras observaciones, ni las paleocorrientes ni las características sedimentológicas del Buntsandstein permiten deducir la proximidad de un borde de cuenca, mientras que los cambios laterales de facies señalados en el Muschelkalk son, como mínimo, de difícil comprobación. Sin embargo, en apoyo de la hipótesis que analizamos, debe señalarse que a partir del meridiano de Vic hacia el E, los materiales eocenos no incluyen cantos triásicos (COLOMBO, 1980). Este hecho, que quizás podría explicarse en base a la posible erosión de la cobertura triásica durante el Jurásico y Cretácico, hace que el problema quede pendiente de resolución.

No hay afloramientos en los límites de esta Hoja del Jurásico ni del Cretácico; por lo que hay que suponer que, o no se depositaron o fueron erosionados posteriormente. Los afloramientos más próximos lo constituyen los macizos de Garraf, en la Cordillera Litoral y del Montmell en la Cordillera Prelitoral.

La existencia de una penillanura previa a la sedimentación eocena es observable en las Guilleries, y su gran extensión se pone de manifiesto por la gran difusión en que aparecen los sedimentos de la Fm. Mediona. Estos se hallan en la base de la Depresión del Ebro en el contacto con la Cordillera Prelitoral, Colombo (1980), también en el contacto con la Cordillera Ibérica (sector de Muniesa), y sus restos afloran en diversos puntos de las Cordilleras Prelitoral y Litoral, alejadas de la Depresión del Ebro. Los sedimentos de esta Fm. son continentales, formados por arcillas rojas con paleosuelo (caliches) algunos canales conglomeráticos, niveles carbonáticos lacustres y productos de la alteración kárstica del sustrato.

Durante el Ilerdiense medio, se produce la primera transgresión marina Eocena con la formación de una basta plataforma carbonática somera algo restringida, donde se depositaron las calizas de alveolina de la Fm. Orpi. Aunque en afloramiento tiene una expresión muy reducida en esta Hoja, afloran ampliamente al sur de la misma, en Igualada y han sido reconocidas en numerosos sondeos al norte de la misma.

Durante el Cisiense se individualiza un surco marino surpirenaico, con sedimentación turbidítica colmatado por las evaporitas de Beuda al restringirse la cuenca, seguramente en relación con el emplazamiento de la unidad de Cotiella. La formación de este surco, se traduce más al sur, en la zona abarcada por esta Hoja, por una elevación del margen Catalánide de la cuenca y la sedimentación de los depósitos medio-distales de cono de deyección de la Fm. Vilanova de Sau (Colombo, 1980).

En el Luteciense, se modifica la polaridad de la cuenca eocena. Si hasta el presente, en el Ilerdiense y Cisiense la cuenca se abría al W (Atlántico), y la progradación del relleno sedimentario se hacia de E. a W (p. ej. turbidíticas cisienses), en el Luteciense la cuenca Eocena surpirenaica catalana (al E. de la falla del Segre), se abre hacia el E. (Mediterráneo). En el margen sur de la cuenca, el representado en esta Hoja, se instala una plataforma carbonática (Fm. Tavertet), onlapada por las margas de la Fm. Coll de Malla, mientras que en el margen norte, Hojas de Berga y Figueras, se depositan materiales siliciclásticos Fm. Banyoles, Barcons y Bellmunt en secuencia regresiva por la progradación de los **fan deltas** de N a S y de W a E.

En el Biarritzense, la cuenca se traslada más al sur y se restablece la polaridad Atlántica al W de la Plana de Vic. Inicialmente, en el sector de Sant Feliú de Codines-Centelles, se produce el retrabajamiento de los materiales detríticos subyacentes, con el desarrollo de **fan deltas** locales (San Feliú de Codines) y dando lugar, en las situaciones expansivas al desarrollo de playas y barras litorales, por acción del oleaje y mareas, que

fueron colonizadas posteriormente por arrecifes coralinos. Mientras, entre la Plana de Vic y el Ampurdán, se deposita la Fm. Folgueroles de grandes dunas subacuáticas que migran de E. a W. a lo largo de una franja que pone en comunicación el Ampurdán con la Plana de Vic. Posteriormente, se generaliza la sedimentación margosa, por efecto de una expansión de la cuenca sedimentaria que se rellena progresivamente por la progresión de los aparatos deltaicos desde sus márgenes.

Las situaciones expansivas se siguen manifestando y se generan una sucesión de secuencias "offlap-onlap" con desarrollo de arrecifes coralinos sobre la morfología deltaica preexistente en las situaciones expansivas, Barnolas et al. (en prensa). Ya en el Priaboniense inferior-medio queda perfectamente delimitada al W de la Plana de Vic una cuenca deposicional con un cordón exterior formado por materiales siliciclásticos y arrecifes coralinos más desarrollados hacia el techo, que se llenará y colmatará con evaporitas (sulfatos y cloruros sódicos, magnésicos y potásicos) mientras que hacia el E., en el Ampurdán, subsiste la sedimentación marina no restringida hasta el Priaboniense sup., Clavell (1971) retirándose rápidamente la cuenca marina hacia el E., Barnolas et al. (en prensa).

En resumen, después de una peneplanización pre-eocena, se desarrolla una cuenca eocena surpirenaica bien definida modificándose progresivamente sus límites y polaridades paleogeográficas. Así, mientras que el depocentro se traslada sucesivamente hacia el sur en cada secuencia deposicional (fig. 8), la polaridad de la misma pasa de ser Atlántica en el Cisiense a ser Mediterránea en el Luteciense, y esta es doble en el Biarritzense-Priaboniense, rompiéndose la comunicación al inicio de la sedimentación evaporítica al E. de la Plana de Vic.

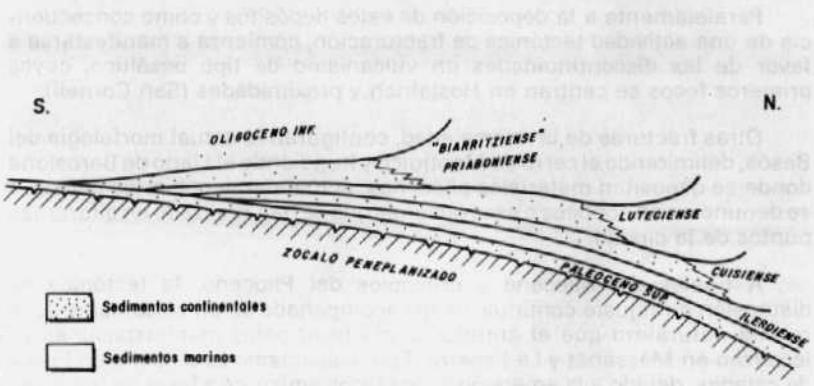


Fig. 8.—Disposición esquemática de la Cuenca Paleógena surpirenaica en las distintas Secuencias Deposicionales.

Las Secuencias Deposicionales del Eoceno catalán aceptadas en esta Memoria, se deben a CAI PUIGDEFABREGES quien las ha expuesto en numerosos cursillos y conferencias.

A principios del Mioceno se desarrolla una etapa compresiva que afecta al Oligoceno, replegándolo, seguida por una fase de distensión, que da origen a la Depresión del Vallés, "fosa" disimétrica, limitada por fallas, rellena de depósitos miocenos.

Todos ellos son continentales de carácter fluviotorrencial, y corresponden a los pisos más altos de la serie miocena.

La causa de que sólo aparezcan los niveles altos, hay que buscarla en la disimetría de la Depresión, tanto transversal (máximo espesor hacia la Cordillera Prelitoral) como longitudinalmente con un hundimiento máximo en la zona del Bajo Penedés.

Efectivamente, la invasión marina Serravallense Tortoniense procedente del SW (Penedés), no alcanza sino hasta las inmediaciones del río Besós por cuyo valle podría haber existido una esporádica comunicación con el mar (VILLALTA et al 1968) a la vez que constituiría una hipotética línea de límite de trasgresión. Corrobora esta hipótesis la equivalencia entre los depósitos marinos de Montjuich con los Serravallenses-Tortonienses que llenan la Depresión Vallés-Penedés y que no llegan a estar representados en esta hoja. Si lo están, por el contrario, los equivalentes laterales de los niveles más altos de esas cuñas marinas, representados por conglomerados y arenas arcósicas de génesis fluviotorrencial, cuya fuente de origen es la Cordillera Prelitoral. Colmatan la Depresión del Vallés y su edad es Mioceno superior.

Paralelamente a la deposición de estos depósitos y como consecuencia de una actividad tectónica de fracturación, comienza a manifestarse a favor de las discontinuidades un vulcanismo de tipo basáltico, cuyos primeros focos se centran en Hostalrich y proximidades (San Cornelí).

Otras fracturas de la misma edad, configuran la actual morfología del Besós, delimitando el cerro de Montjuich y hundiendo el Llano de Barcelona donde se depositan materiales pliocenos, actualmente cubiertos pero que se denuncian en sondeos o excavaciones que se han realizado en diferentes puntos de la ciudad.

A finales del Mioceno y principios del Plioceno, la tectónica de distensión o reajuste continua, yendo acompañada de un vulcanismo de la misma naturaleza que el anterior cuyas principales manifestaciones se localizan en Massanet y La Esparrà. Este vulcanismo se dispone en forma de coladas, debido a la emersión de los focos emisores a favor de fracturas hercínicas reactivadas ahora en la Orogenia Alpina.

En este momento, la formación de una serie de fracturas NE-SW condiciona el hundimiento de parte del "Umbral de Massanet",

originándose la Depresión de la Selva, rellena de sedimentos mio-pliocenos correspondientes a un medio continental de carácter fluvio-lacustre. También la actividad volcánica, queda reflejada aquí, con los basaltos de Caldas de Malavella, claramente prepliocenos o del Plioceno inferior, que van a prolongar sus manifestaciones durante el Cuaternario.

En el Ampurdán, contemporáneamente a la deposición del Neogeno continental, tiene lugar una fase volcánica generalizada, cuyo emplazamiento debió originarse como consecuencia del levantamiento del macizo de Las Gavarres, al tiempo que el Bajo Ampurdán sufría un proceso de hundimiento, a partir del Mioceno Superior por juego de los bloques en que estaba compartiendo el zócalo paleozoico.

Todavía durante el Cuaternario persisten las manifestaciones volcánicas. Constituyen una tercera fase efusiva de composición basáltica cuyos representantes son el vulcanismo de Domeny y el explosivo de San Dalmai.

En el Holoceno, una vez alcanzada la estabilidad tectónica, comienza el modelado. Las condiciones climáticas unido a la presencia de fuertes relieves dan lugar a la formación de importantes depósitos de pie de monte, tipo coluvión, arroyada así como periglaciares. Paralelamente tiene lugar el encajonamiento de la red fluvial y una serie de procesos modeladores externos que imprimen la configuración actual tanto del continente como de la línea de costa. Sólo en determinadas zonas (Caldas de Malavella) parecen manifestarse débiles movimientos de origen tectónico, unido a una actividad volcánica efímera de tipo hidrotermal.

de la actividad minera en la comarca, se han llevado a cabo en los últimos años una serie de trabajos de prospección y explotación que han permitido establecer la existencia de yacimientos de mineral de ferro y de cobre en la zona de Angles.

En el año 1966 se realizó una prospección en la zona de Angles, en la que se establecieron la existencia de yacimientos de mineral de ferro y de cobre. Se realizó una prospección en la zona de Angles, en la que se establecieron la existencia de yacimientos de mineral de ferro y de cobre.

En el año 1966 se realizó una prospección en la zona de Angles, en la que se establecieron la existencia de yacimientos de mineral de ferro y de cobre. Se realizó una prospección en la zona de Angles, en la que se establecieron la existencia de yacimientos de mineral de ferro y de cobre.

En el año 1966 se realizó una prospección en la zona de Angles, en la que se establecieron la existencia de yacimientos de mineral de ferro y de cobre.

6.—GEOLOGIA ECONOMICA

6.1.—MINERIA Y CANTERAS

Actualmente las explotaciones mineras, se encuentran la mayoría abandonadas, excepción hecha de la mina de Osor donde se extrae espato fluor, mediante labores subterráneas.

El yacimiento, situado entre Osor y Angles (Guilleries) es el más importante de la comarca, tiene un origen hidrotermal y ha sido objeto de estudio por numerosos autores, MARIN (1944) AMIGO y FONT ALTABÀ (1966).

Se trata de un filón de dirección E-W y buzamiento hacia el N, que se ramifica en dos en profundidad; uno N con buzamiento N, y otro sur con buzamiento S. La paragénesis mineral es de Fluorita-Galena-Blenda y aunque la Fluorita es la mena por excelencia, los dos últimos minerales también resultan beneficiados. Las labores de explotación, sobreponen en la actualidad los 300 m de profundidad.

Otros yacimientos en su día objeto de explotación pero hoy abandonados, es decir con una actividad reciente son las minas de Baritina y Galena de las Guilleries y Gavarres.

El mineral se encuentra en rocas filonianas que normalmente tienen escaso espesor cuya roca caja suele ser caliza y a veces esquistos.

Precisamente la escasa potencia de éstos filones ha llevado a un cese en las labores de explotación, pues las excavaciones no suelen tener una longitud superior a los 20 m.

Ambos tipos de mineralización, sulfurosas, que afectan al zócalo paleozoico, tienen su origen en la intrusión de granitos post-hercínicos, con posterior aporte de fluido mineralizador en la orogenia Alpina.

Por lo que respecta a las canteras, tienen mayor incidencia que el laboreo minero, tanto por la frecuencia, como estado actual de las mismas.

Los principales usos son para la extracción de áridos naturales y de trituración. Entre los primeros, se encuentran las numerosísimas canteras o mejor graveras que existen hoy día a lo largo de los principales cursos fluviales como Tordera, Ridaura, Besos, Ter, etc, donde se extrae el aluvial. También las explotaciones de dunas fijas, sobre todo entre la carretera de Regencos a Bagur, y la Riera de Salesagu, donde se localizan frentes de extracción de más de 20 m, en éstas arenas extraordinariamente homométricas.

La extracción de áridos de trituración, se realiza de litologías variadas, existiendo actualmente canteras en estado activo, en cada una de ellas. Así p. ej. se extraen del granito, donde el "Lenz" se utiliza para la construcción de prefabricados de hormigón, de filitas, corneanas, calizas, basaltos, etc. Precisamente la extracción de éste último material se ha detenido en la actualidad en el volcán de San Dalmai por el interés geológico del lugar, ya que es uno de los mejores ejemplos de caldera volcánica.

Por último otro material canterable muy importante en la zona han sido los mármoles de Gualba, también extraídos en otras localidades como el Pasteral y oeste de Bonmatí pero en menor proporción. Se utilizaba el mármol con fines ornamentales y todas las canteras se encuentran actualmente abandonadas.

6.2.—HIDROGEOLOGÍA

Las condiciones hidrogeológicas de la zona son función de tres factores principales: la geología, el clima y el factor humano.

Como se verá, éstas variables no favorecen el enriquecimiento o la posibilidad de aguas subterráneas, antes más bien, dificultan su proceso de formación y evolución.

Por una parte, entre los materiales de la zona, predominan las litologías de baja permeabilidad, a la vez que sus soluciones de continuidad quedan delimitadas por fracturas. Esto se traduce, desde el punto de vista hidrogeológico, en una precariedad general de cuerpos acuíferos, entre los que sobresalen por su extensión relativa y permeabilidad, las acumulaciones cuaternarias.

De otro lado, la zona, bajo un clima de tipo mediterráneo está sometida a grandes variaciones pluviométricas con presencia de episodios lluviosos incluso catastróficos, alternando con otros de sequía lo que implica unas circunstancias nada favorables en la recarga de acuíferos.

Y por último, el factor humano (gran demanda en época veraniega) que ha provocado la realización en general de modo caótico de numerosísimas obras de captación, para abastecer necesidades domésticas sin atender a planes de regulación en la medida que serían necesarios.

Por ésta proliferación de captaciones, más que por la bondad hídrica de la zona, se han llegado a obtener caudales globales nada despreciables, en zonas que por su sola permeabilidad se clasificarían normalmente como no acuíferas. Tal es el caso del granito meteorizado de la Cordillera Litoral, donde por la suma de bajos caudales unitarios se ha llegado a abastecer de agua potable a poblaciones de interés turístico como Arenys, Vilasar, Calderas, etc. La extracción total de éste afloramiento granítico que posee 765 Km² de extensión, se eleva actualmente a 4 Hm³.

También el problema de la demanda, ha incidido en el de la calidad del agua, en el sentido de que los acuíferos someros, aluviales cuaternarios sobre todo, han quedado sometidos en gran parte, a una intrusión marina más o menos acusada de un lado, y a la contaminación por infiltración, en su mayor parte por vertido de residuos sólidos, de otro.

Con todos éstos condicionamientos, se verá el comportamiento general de las áreas que pesan algún interés hidrogeológico.

Granito: como se ha comentado anteriormente constituye un mal acuífero ya que se trata de un material impermeable. Localmente puede ofrecer pequeñas surgencias a favor de diaclasas y fallas. El granito meteorizado (lenz) puede constituir acuífero con alta porosidad y permeabilidad.

Eoceno: Los tramos cárnicos de la Formación Tavertet, actúan como acuífero a presión, aunque en general parece que presentan deficiencias de realimentación. En las proximidades de Gerona, dicha formación es capaz de suministrar caudales del orden de los 20 l/seg soportando en total una extracción de unos 2 Hm³/año. En el borde E de la Depresión de Vich, así como en el sur, donde tiene cierta intercomunicación hidrogeológica con las calizas del Triásico, ésta formación soporta una extracción de 2,5 Hm³/año.

Mioceno: O presenta baja permeabilidad, o es impermeable. Pozos de más de 100 m. de profundidad, suministran caudales de algunas unidades de m³/h, con fuertes descensos; otros prácticamente nada. Su extracción total se estima en 0,5 Hm³/año.

Mio-Plioceno: La comarca de la Selva, con extensión de 200 Km², contiene en su litología, lentejones de área y niveles conglomeráticos poco cementados que poseen cierta permeabilidad, y permiten una extracción de 51/l seg. El total explotado anualmente en esa región es del orden de 1 Hm³.

Cuaternario: Las formaciones cuaternarias son las que poseen los acuíferos más destacables y explotados. Entre éstos se encuentran los aluviales de las cuencas del Besos, Tordera, Ter, Ridaura, riera de Argentona y algunas más que nacen y discurren por la vertiente que mira al mar de la Cordillera Litoral.

Los acuíferos están ubicados en materiales detriticos no consolidados en los que tendencialmente, el tamaño de grano, aumenta con la extensión de la cuenca. Son acuíferos libres, aunque tanto en el caso del Tordera, y sobre todo del Besos existe hasta cierta distancia de la costa, una intercalación limosa que se acuña aguas arriba, confinando un nivel inferior que actúa así como cautivo.

Las características principales de éstos acuíferos aluviales se exponen en el cuadro adjunto. Las cifras no tienen una validez uniforme, debido tanto a la naturaleza del parámetro correspondiente como a la exactitud y calidad de los datos existentes. En conjunto, constituyen magnitudes, medidas unas y valoradas otras que pueden dar idea de la realidad hidrogeológica de éstos acuíferos.

En el esquema que se expone a continuación se reflejan en función de la productividad de aguas subterráneas, diferentes áreas acuíferas, con sus características intrínsecas.

Acuífero aluvial	I	II	III	IV	Observaciones
Besós: Montcada-desembocadura	23	20 a 40	61	61	Intrusión marina; localmente contaminación.
Besós: Curso principal y afluentes aguas arriba de Montcada	32	20	30	25	Contaminación notable pero muy
Tordera	58	65	75	40	Hierro y algo de contaminación y de intrusión marina
Argentona	9,7	40	5	4,6	
Oñar	70	15	12	9,5	Baja permeabilidad
Ridaura	10	37	5	4,5	
Rieras litorales de Lloret, Tossa, Calonge, Palamós, Sant Pol y litoral del Maresme.	19	20	5	3,7	Intrusión salina en muchos casos

I.—Extensión superficial de la formación acuífera en Km².

II.—Potencia máxima absoluta; o máxima en parte alta y en parte baja, en m.

III.—Recursos hídricos renovables interanuales, en Hm³.

IV.—Explotación anual que soporta en Hm³.

7.—BIBLIOGRAFIA

ACCORD. B (1935).—“La sedimentación marina en el Vallés-Penedés y en el Veneto durante el Mioceno”. *Est. Geol.* pp. 415-426.

ADAN DE YARZA, R. (1898a).—“Rocas eruptivas de la Provincia de Barcelona”. *Mem. R. Acad. Cienc. Arts Barcelona*, t 2 nº 19 pp. 359-369.

— (1898b).—“Les roches eruptives de la province de Barcelone”. *Bull. Soc. Geol. France*. (3^a serie) t 26, pp. 831-839. París.

AGUSTI J. y GIBERT J. (1979).—“Micromamíferos fósiles del Mioceno superior de Terrasa”. *Est. Geol.* vol. 35 pp. 493-496.

ALBERT J. (1976).—“Estudio geotérmico preliminar de Cataluña”. *Tesis Doctoral*. Universidad de Barcelona, 462 pp.

ALMELA, A. y MASACHS, V. (1946).—“Memoria explicativa y mapa geológico de España”. 1:50.000. Hoja nº 294 Manlleu. *Inst. Geol. y Min. España*. 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. IGME*, t 56 pp. 391-451.

ALMERA J. (1880).—“De Montjuich al Papiol, a través de las épocas geológicas”. **Mem. R. Acad. Cienc. Arts Barcelona** pp.1-53.

- (1883).—“Epoca del levantamiento del Montseny fijado por los depósitos de cemento de Campins”. **Crónica Científica** (6), 175-179, Barcelona.
- (1884).—“Excursión al Montseny, descripción de sus faldas y de sus cumbres y época de su levantamiento final”. **Mem. R. Ac. CC. M.M. y A.A. 2^a e.** (1), 435-460.
- (1889).—“Elucidaciones geológicas sobre el Putchet y la antigüedad de su flora paleontológica”. **Diario de Barcelona**. pp. 8946-8948.
- (1889).—“Descubrimiento del Carbonífero inferior o Culm en Putxet y Vallcarca”. **Crónica Científica**. t 12. pp. 393-396.
- (1891a).—“Importancia del descubrimiento del *Mono-graptus priodon* cerca de S. Vicens dels Horts”. **Crónica Científica**. tom. 14, pp. 116-118, Barcelona.
- (1891b).—“Rocas hipogénicas o eruptivas de la provincia de Barcelona”. **Crónica Científica**. tom. 14. pp. 313-318, Barcelona.
- (1891c).—“Descubrimiento de otras dos faunas del Silúrico inferior en nuestros contornos, determinación de sus niveles y del de la fauna de los filadios rojo-purpúreos de Papiol”. **Crónica Científica**. tomo 14, pp. 465-473, Barcelona.
- (1892a).—“Continuación de las rocas eruptivas de los alrededores de Barcelona”. **Crónica Científica**. nº 15 tomo 340. pp. 1-4, Barcelona.
- (1892b).—“Explicación somera del Mapa Geológico de los alrededores de Barcelona”. **Crónica Científica**. tomo. 15, pp. 132-136 y 275-281, Barcelona.
- (1894-1907).—“Descripción de los terrenos pliocénicos de la cuenca del Bajo Llobregat y Llano de Barcelona. Plioceno de la provincia de Gerona, según notas de los Sres. D. Luis Mariano Vidal y de S. Manuel de Chia”. **Bol. R. Acad. Cienc. y Arts. de Barcelona** 3^a época. vol. 1 t III pp.
- (1895).—“Nota sobre la presencia del Plioceno Superior en San Juan de Vilasar”. **Bol. R. Ac. CC. y AA.**(1) 402-403, Barcelona.

— (1896)—“Déconverte du Búrdigalien des environs de Barcelona”. **Bull Soc. Geol. France**. pp. 1126-1127.

— (1897)—“Catálogo de la flora pliocena de los alrededores de Barcelona”. **Separata Bol. Com. Mapa Geológico**. pp. 1-27.

— (1901)—“Zonas graptolíticas de Barcelona”. **Akten V. Intern. Kongr. Katholischer Gelehrten**. (München 1900) pp. 313-314. Munich.

— (1902)—“Graptolitos del Tibidabo”. **Mem. R. Acad. Cienc. Arts. Barcelona**. pp. 291-299.

— (1904)—“Una playa en el terreno cuaternario de San Juan de Vilasar”. **Mem. R. Acad. Cienc. Arts. Barcelona**. pp. 337-344.

— (1906)—“Descripción geológica y génesis de la Plana de Vich”. **Mem. R. Acad. Cienc. Arts. Barcelona**. 3^a Ep. Vol nº 20, pp. 5-55. Barcelona.

— (1907)—“Estudios de un lago oligocénico en Campins” **Mem. R. Acad. Cienc. Arts. Barcelona**. T. 6 pp. 11-26

— (1907)—“Catálogo de la flora y fauna pliocénica de Cataluña” **Mem. R. Acad. Cienc. Arts. Barcelona**. 3^a Ep. (3) p. 109-356.

— (1908)—“Otra prueba de la invariabilidad de la fauna silúrica del O de Europa, en la dirección de NE a SO”. **Mem. Primer Congr. Natur. Españoles**. pp. 325-328.

— (1909)—“Descobriment d'una de les antigues flores triasiques al N. de Barcelona”. **Bull Inst. Cat. Hist. Nat.** pp. 11-14

— (1909)—“Ensayo de una síntesis de la evolución geológica de la Comarca de Barcelona”. **Mem. R. Acad. Cienc. Arts. Barcelona** Tomo 8, nº 4, pp. 41-53.

— (1913)—“Mapa geológico de la Provincia de Barcelona. Región cuarta (Río Tordera). E 1:40.000.

— (1914)—“Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona, región quinta del Montseny Vallés y Litoral con explicación de la misma”. E. 1:40.000.

— (1915)—“Mapa Geológico de la Provincia de Barcelona descripción fisicogeológica de Tordera y sus Valles”. **Mem. R. Acad. Cienc. Arts. Barcelona**, pp. 365-371.

— (1915)—"Algo sobre las rocas eruptivas del NE de Barcelona". *Mem. R. Acad. Cienc. Arts. Barcelona*. Vol. 11, nº 25, pp. 415-452.

— (1919)—"Apuntes sobre los terrenos pliocénicos de Barcelona". *Mem. R. Ac. CC. y AA. 3^a Ep (14)*, 541-544. Barcelona.

ALMERA J. y BERGERON J. (1904)—"Note sur les nappes de reconvergents des environs de Barcelona". *Bull Sec. Geol. France*, pp. 705-721.

ALMERA J. y FAURA SANS (1918)—"Enumeración de las especies fósiles de los terrenos paleozoicos de la provincia de Barcelona". *Treb. Museu. Cienc. Nat. Barcelona* pp. 119-134.

ALONSO F; PEON, A; VILLANUEVA, O; (1974).—Memoria y Hoja Geológica nº 394 (Calella). Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 (2^a serie) **IGME** Madrid.

ALONSO, F.; PEON, A.; VILLANUEVA, O.; ROSELL, J.; TRILLA J. y OBRADOR, A. (1974).—"Memoria y Hoja Geológica nº 364 (La Garriga). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (segunda serie). **IGME** Madrid.

ALONSO, F.; PEON, A.; VILLANUEVA, O.; ROSELL, J.; TRILLA, J y OBRADOR, A. (1975).—Memoria y Hoja Geológica nº 393 (Mataró) del Mapa Geológico de España escala 1:50.000, (segunda serie) **IGME** Madrid.

ALVAREZ, W. (1976)—"A former continuation of the Alps". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87 : 891-896.

AMIGO J.M. (1967)—"Mineralogía y génesis del yacimiento de fluorita de Osor (Gerona)". Tesis doctoral. *Secr. Publ. Univ. de Barcelona*.

AMIGO, J.M. y FONT-ALTARA, 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 y rroentgenográfico 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, decrepitometría) de diversos ejemplares de fluorita, galena y esfalerita procedentes del yacimiento de Osor (Gerona)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 66 pp. 53-59.

ANADON, P. (1978)—"Estudio estratigráfico y sedimentológico de los afloramientos terciarios de Campins (Barcelona)". *Tes. Licen. Dpt. Estrat. Univ. Barcelona* inédita.

ANADON, P. (1978)—"El Paleógeno continental anterior a la transgresión Biarritziense (Eoceno Medio) entre los ríos Gaiá y Ripoll (Provincia de Tarragona y Barcelona). *Tesis Doctoral. Fac. Ciencias. Universidad de Barcelona.* Vol. de 267 pp. 165 figs. Resumen en *Estudios Geológicos* 34, pp. 431-440. Madrid.

ANADON, P.; COLOMBO, F.; ESTEBAN, M.; MARZO, M.; ROBLES, S.; SANTANACH, P.; SOLE SUGRAÑES, L.—(en prensa) Evolución tectono-estratigráfica de los Catalánides. *Acta Geol. Hispánica.*

ANTON PACHECO, C. (1980)—"Mapa de lineamientos observados en las imágenes Landsat y su relación con las principales estructuras geológicas de la Península Ibérica. *IGME.*

ASHAUER, H. (1934)—"Die osthliche endigung der Pyrenaen". *Adh. Gess. Wiss. Cottingen Math.* Tomo 3, Vol. 10, pp. 1.285-1.397. Trad. castellana: "La terminación oriental de los Pirineos" en *Publ. Alemanas sobre Geología de España.* nº 2 pp. 203-336 C.S.I.C. Madrid.

ASHAUER, H. y TEICHMULLER, R. (1935)—"Die variscische undalpidische Gebirgsbildung Kataloniens"—Traducido al español por J. M. Ríos en *Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España. G.S.I.C.*, 1946, t. III, pp. 7-102.

BARNOLAS, A.; BUSQUETS, P.; COLOMBO, F.; GALLEGUERO COIDURAS, I. CI.; GARCIA DE DOMINGO, A.; REGUANT, S.; SERRA-KIEL, J. y VILAPLANA, M. (1980). Memoria y Hoja Geológica nº 332 (Vic) del Mapa Geológico de España escala 1:50.000 (segunda serie) *I.G.M.E.* Madrid.

BARNOLAS, A.; BUSQUETS, P. y SERRA-KIEL, J. (en prensa).—Características Sedimentológicas de la terminación del ciclo marino del Eoceno Superior en el sector oriental de la Depresión del Ebro (Cataluña, NE de España) *Acta Geol. Hispánica*

BARNOLAS, A.; GARCIA-VELEZ, A.; MUELAS, A.; SOUBRIER, J y PALLI BUXO, L. (1978-79).—Memoria y Hoja geológica nº 333 (Santa Coloma de Farners) del Mapa Geológico de España escala 1:50.000, (segunda serie) *IGME*, Madrid.

BARNOLAS, A.; GARCIA VELEZ, A. y SOUBRIER, J. (1980)—"Sobre la presencia del Caradoc en Les Gavarres". *Acta Geol. Hisp.* t. 15, nº 1, pp. 1-13.

BARNOLAS, A.; GARCIA VELEZ, A.; SOUBRIER, J. y PALLI BUXO, L. (1979-80).—Memoria y Hoja geológica nº 334 (Gerona) del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 (segunda serie), *I.G.M.E.* Madrid.

BARROIS, CH—(1891)—"Observations sur les terrains siluriens des environs de Barcelona". *An. Soc. Geol.* pp. 63-69.

- (1892)—“Observations sur le terrain devonien de la Catalogne”. *Ann. de la Soc. Geol. du Nord*. p. 61-73
- (1901)—“Note sur les graptolites de la Catalogne et leurs relations avec les étages graptolitiques de France”. *Bull. de la Soc. Geol. de France*. vol. 1 (serie 4^a) pp. 637-648.

BARROIS CH y ALMERA, J. (1891)—“Descubrimiento de cuatro niveles del período Silúrico en los alrededores de Barcelona” *Cron. Cient.* (14), 114-116, Barcelona.

BATALLER, J.R. (1910)—“Notas sobre el Triásico de Barcelona y Tarragona” *Bull Inst. Cat. Hist. Nat.* pp. 81-84.

- (1923)—“Assaig bibliografic de la Geología de Girona”. *Bul. Inst. Cat. Hist. Nat.* 2^a serie III. nº 1 y 2, pp. 36-55.
- (1925)—“Notas mineralógicas de Cataluña”. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.* t. 25, pp. 368-371.
- (1926)—“Yacimientos de vertebrados fósiles miocénicos de Cataluña”. *Cong. Geol. Inter.* pp. 1009-1015.
- (1933)—“El Triásico Catalán”. *Trab. Lab. Geol. Sem. Conc. Barcelona* pp. 1-12.
- (1933)—“Condiciones geológicas de las aguas minerales de Cataluña”. 1-90, Barcelona.
- (1954-55)—“Enumeración de las especies nuevas del Eocénico en España”. *An. Esc. Sup. Agr.* Vol. 13. pp. 3-50.

BAUZA, F. (1861)—“Plano geológico de las provincias de Barcelona y Tarragona”.

- (1874)—“Breve reseña geológica de la provincia de Gerona”. *Bol. Com. Map. Geol. Esp.* T. I. pp. 169-175.

BERGERON, J. (1899)—“Note sur les terrains paleozoïques des environs de Barcelone en comparaison avec ceux de la montagne Noire (Languedoc)”. pp. 867-875.

- (1903)—“Estudio de los terrenos paleozoicos en los alrededores de Barcelona comparados con los de la Montaña Negra (Languedoc)”. *Bol. Com. Map. Geol. España*, pp. 332-330.

BIJU-DUVAL, B.; LAMPEREIN, C.; LOPEZ, N. y RIVEREAU, J. C. (1976)—“Esquisse photogéologique du domaine méditerranéen. Grands traits structuraux à partir des images du satellite LANDSAT-1”. *Rev. Inst. Franc. du Petrol.*, 31 (3), pp. 365-400.

BOFILL, A. (1891)—"Límites del Triásico Superior con el Garummiense en Aiguafreda y el Cairat de Llobregat". **R. Acad. Cienc. Arts. Barcelona.**

— (1983)—"Nota sobre el mapa topográfico geológico del medio y alto Vallés, descubrimientos paleontológicos en el Triás de dicha región". **Bol. R. Acad. Cienc. Arts. Barcelona.**

BOIS, J.P. y POUIT, G. (1976)—"Les minéralisations de Zn-Pb de l'anticlinalorium de Pierrefitte: un exemple de gisements hidrotermaux et sédimentaires associés au volcanisme dans le Paléozoïque des Pyrénées Centrales". **Bull. B.R.G.M., 2^a serie, sec. 2, nº 6, pp. 543-567.**

BUSQUETS, P. (1975)—"La transition éocene marin éocene continental aux environs de Sant Bartomeu del Grau". **IX Congrès International de Séimentologie, Mice 1975. Livret gaide Excursion nº 20. "Le Basin Tertiaire Catalan et les gisements de potasse"** pp. 33-39.

BUSQUETS, P. SERRA-KIEL, J y REGUANT, S. (1979)—"Contribución al conocimiento estratigráfico del Paleogeno de la zona septentrional de la Depresión Central Catalana entre los ríos Llobregat y Merles (Provincias de Barcelona y Gerona)". **Bol. R. Soc. Esp. Hist. Mat. (Geol.)**, 77, pp. 157-167.

CABRERA (1973)—"The gioastraea multisepta (SISMONDA). Primer coralario colonial del Mioceno marino de Montjuich". **Ac. Geol. Hisp. nº 5, pp. 148-150.**

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.**

CALVET, J. (1973)—"Esquema morfológico de la Costa Catalana"—**Act. Geol. Hisp. Tomo 8, nº 4, pp. 125-130.**

CAMPA-VIÑETA, J.A. y MONTORIOL-POUS, J. (1974)—"Mineralogénesis del yacimiento de Osor (Gerona)". **Acta Geol. Hisp. t. IX nº 4, pp. 13-141.**

CANU F. (1913)—"Bryozoaires fossiles del terrains eocénique du Plá de la Garga pres d'Aiguafreda (Lutetien)". **Bul. Inst. Cat. Hist. Nat.**

CARANDELL, J. (1921)—"Comunicación sobre tómbolos de las costas españolas". **Bul. R. Soc. Esp. Hist. Nat., pp. 311-317.**

— (1942-43)—"El Bajo Ampurdán. Ensayo Geográfico". **Bol. Univ. Granada. nº 71-72, 183 pp.**

CAREZ, L. (1910). "Sur quelques points de vue de la géologie du Nord de l'Espagne". **Bull. Soc. Geol. France. Tomo X.**

CARRERAS, J. (1974)—"Petrología y análisis estructural de las rocas metamórficas de la zona del cabo de Creus". Secretariado de publicaciones. **Intercambio científico y extensión universitaria**, pp. 3-9

CARRERAS, J. y SANTANACH, P.F. (1973)—“Micropliegues y movimiento en los cizallamientos profundos del cabo de Creus”. *Est. Geol.* Vol. XXIX, nº 5.

— (1975)—“Precisiones acerca de la significación petrológica y estructural de las rocas gneisicas y cataclásicas del Maresme (Prov. de Barcelona) *Acta. Geol. Hisp.* Vol. 10 nº 2 pp. 49-54.

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.

CASTELLS, J.V. (1957)—“El Mioceno continental de Santa Coloma de Gramanet”. *Cursillos conf. del Inst. Lucas Mallada*. pp. 53-56.

— (1963)—“Cuaternario marino en el sector occidental de Badalona” De “*Speleon*”. *Rev. Española Hidrogeol.* pp. 91-97.

— (1964)—“Contribución al estudio de la flora fósil del Turó de Mongat”. *Not. y Com.* pp. 1-20.

— (1965)—“La flora terciaria catalana y la seva adaptació al cuaternari”. *Bol. Sec. Est. Centr. Exc.* pp. 30-33.

— (1965)—“Nuevo afloramiento pliocénico en el subsuelo del norte de Barcelona”. *Bol. Sec. Est. Centr. Exc.*, pp. 29-30.

CAUS, E. (1975)—Bioestratigrafía del Eoceno medio y superior del Prepirineo Catalán. *Rev. Esp. de Micropal.* vol. VII, nº 2, p. 297-316.

—“Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales francaises entre le Roussillon et l’Andorre (étude stratigraphique et paléontologique)”. *Bull. Serv. Cart. Géol. France*. nº 254, T-55, pp. 307-518.

CID, J. (1954)—“Entre el Vallés y la Plana de Vich”. *Ibérica*. pp. 429-434.

CIVIS, J. (1976)—“Estudio de los Foraminíferos del Plioceno del NE de España”. Separata del *Acta Salmaticensis* 16 pp. Salamanca.

CLAVELL, E. (1971)—Bioestratigrafía del Paleógeno ampurdanés. Tesis Licenciatura, Fac. Geología. Universidad de Barcelona (inédita).

CLAVELL E., DEFALQUE G. y REGUANT S. (1970)—“La situación estratigráfica de las margas de Banyoles” Almela y Ríos. 1945. *Act. Geol. Hispa.* T.V. pp. 94-96. Barcelona.

CLOSAS I. MIRALLES, J. (1931)—“Presencia de la Wulfenita ($MoO_4 \cdot Pb$) a Sant Fost de Capcentelles”. *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, pp. 31-42.

COELLO (1958)—“Barcelona, escala 1:200.000”.

COLOM, G., y BAUZA, J. (1945)—“Notas sobre los foraminíferos de las margas miocénicas de Montjuic”. *Boll. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* pp. 483-498.

COLOMBO, F. (1975)—“Le probleme de la limite inférieure. Aire de Vic” *IX Congrès International de Séimentologie, Mice 1975. Livret-guide Excursion n° 20 “Le Bassin Tertiaire Catalan et les gisements de potasse”*

COLOMBO, F. (1980)—“Estratigrafía y sedimentología de Terciario inferior continental de los Catalanes”. *Tesis Doctoral*. Universidad de Barcelona. 2 vols. 609 pp. inédita.

COMISARIA DE AGUAS DEL PIRINEO ORIENTAL. SGOP. (1966)—“Estudio de los recursos hidráulicos totales de las cuencas de los ríos Besós y Bajo Llobregat”.

— (1971)—“Estudio de los recursos subterráneos de la zona de La Selva (Gerona)”.

COY-YILL, R.; GUNN, B.N. y TRAVERIA-CROSS, A. (1974)—“Geochemistry of the catalanian Volcanics, Spain”. *Acta. Geol. Hisp.* t. IXL, n° 4, pp. 127-132.

CRUSAFONT PAIRO, M. (1950)—“Datos para la biogeografía del Mioceno del Vallés-Penedés”. *Arrahona* pp. 49-55.

— (1955)—“El Burdigaliense continental de la cuenca del Vallés-Penedés”. *Mem. I.G. Dip. Prov. Barcelona*. pp. 1-272.

— (1956)—“Análisis bioestratigráfico de las faunas de mamíferos fósiles del Vallés-Penedés”. *Conf. Inst. Lucas Mallado*, pp. 73-100.

— (1959)—“La segunda fase transgresiva en el Vindobonense del Vallés-Penedés”. *Not. Com. IGME*, n° 55, pp. 3-16.

CRUSAFONT, M. & GOLPE, J.M. (1968)—“Los nuevos yacimientos de mamíferos del Eoceno español”.

CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1954)—“Sinopsis estratigráfico-paleontológica del Vallés-Penedés”. *Arrahona*. pp. 1-14.

CHESSEX, R.; DELALOYE, M.; KRUMMENACHER, D. y VUAGNAT, M.—“Sur l'âge des roches granitiques de la région Palamós-Palafrugell (Costa Brava)”. *Bull. Suisse Miner Petr.* pp. 15-17.

CHEVALIER, M. (1926)—“Sur la physiographie de la Catalogne orientale les formes topographiques et leurs relations avec la structure géologique”. *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 2^o Ser. Vol. VI, n° 1-2, pp. 27-51.

— (1932)—“Note sur la géologie de la Catalogne pendant l'ère primaire”. *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, pp. 147-176.

— “Tectonique de la Catalogne: études observations géol. sur la méditerranée Occid”.

CHIA, M. (1887)—“Nota sobre los moluscos terrestres de agua dulce de los alrededores de Barcelona”. *Gerona Imp. Paciano Torres* pp. 1014.

— (1879)—“Apuntes geológicos sobre los terrenos terciarios medio y superior del Bajo Ampurdán”. *Revista de Gerona*, t. IV, pp. 342.

DE MAS I CANALS D (1978)—“Sobre la geomorfología del Vallés Oriental”. *Act Geol. Hisp.* t XIII, nº 1, pp. 14-19.

DEPERET, C. M. (1899)—“Observations sur les terrains néogenes de la région de Barcelona”. *Bull. Soc. Géol. France*, pp. 853-858.

DONVILLE, B. (1973)—“Géologie néogène et âges des éruptions volcaniques de la Catalogne orientale” *Tesis doctoral Tolouse*.

— (1973)—“Ages potassium-argon des roches volcaniques de la dépression de La Selva (Nord-Est de l'Espagne)”. *C.R. Acad. Sc. Paris.*, t. 227 pp. 1-4.

— (1976)—“Géologie néogène de la Catalogne orientale”. *Bull. B.R.G.M. Sec. IV*, nº 3, pp. 177-210.

ELIAS, J. (1925)—“Notas geológicas de Cataluña”. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.* Tomo 25, pp. 271-282.

— (1931)—“Esfondremientos a Moncada y Martorell al comenzar el Plioceno”. *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.* pp. 60-65.

ENRIQUE, R. (1978)—“Petrología de los granitoídes del sector de la Cordillera Litoral Catalana comprendido entre el río Besós y la Riera de Argentona”. *Tesis Lic. Ined. Univ. Barcelona*.

— (1979)—“Las rocas graníticas de la Cordillera Litoral Catalana entre Mataró y Barcelona”. *Acta Geol. Hispánica*, nº 3. T. 13, p. 81-86.

— (1981)—“The granitic Rocks of the Catalan Coastal Ranges”. *IGCP 5: Correlation of Prevariscan and Variscan events in the Alpine Mediterranean belts*. *Field Meeting 1981. Guide Book*.

ESTEBAN, M. POMAR, L.; MARZO, M.; ANADON, P.; 1977—Naturaleza del

contacto entre el Muschelkalk inferior y Muschelkalk medio de la zona de Aiguafreda (Provincia de Barcelona). **Cuadernos de Geol. Ibérica**, vol. 4, 201-210.

EZQUERRA DEL BAYO (1857)—“Ensayo de la descripción general de la estructura geológica del terreno de España en la Península”. **Mem. R. Acad. Cienc. Madrid**.

FARRES, F. (1962)—“Nota sobre un tramo rojo en el Eoceno marino de Vilatorta (Plana de Vic)”. **Revista AUSA** nº 42 pp. 309-315. Vic (Barcelona).

FARRES, F., y STAID-STAADT, J.L. (1964)—“Las correlaciones faciales del Lediense y su fauna de moluscos en la comarca de Vich”. **Patronato Est. Auronens. Secc. Cienc.**

FAURA, M. (1913)—“Síntesis estratigráfica de los terrenos primarios de Cataluña”. **Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.** pp. 5-202.

— (1919)—“Conditions structurals del terreny en la caracterització de les comarques catalanes”. **Extr. Bull. C. Ex. Catalunya**. pp. 1-26.

— (1922)—“Carte géologique de la Catalogne”. **Extrait du compte rendu XIII Congrès. Geol. Intern.** pp. 1.533-1.538.

FAURA Y SANS (1909)—“Graptolitos citados en Cataluña”. **Mem. R. Soc. Esp. Hist.** pp. 45-65.

— (1909)—“Origen geológico de los manantiales de la Font de la Pólvora (Gerona)”. **Bol. Real. Sec. Esp. Hist. Nat.** T. 9, pp. 476-491.

— (1915)—“Una tortuga fósil en el eocénico de Gerona”. **Bol. R. Sec. Esp. Hist. Nat.** T. XV, pp. 291-295.

— (1917)—“Troballa de la Naftalina natural en la falda septentrional de la Muntanya de Montjuic”. **Bull. Inst. Cat. d'Hist. Nat.** (17), 35-39.

— (1918)—“Montjuic notas geológicas”. **Ibérica** (9), 72-77 y 89-92.

— (1919)—“Conditions estructurals del terreny en la caracterització de les comarques catalans”. **Extr. Bull. C. Ex. Catalunya**. (29), 103-123.

— (1920)—“Geodinamismo de la costa catalana y efectos del temporal de 20 de Febrero de 1920”. **Ibérica** (13), 185-192.

— (1920)—“Hidrología fluvial i subterránea del Baix Empordá”. **Agricultura**, any IV. pp. 91-96.

- (1922)—“Carte géologique de la Catalogne”. *Extrait du compte rendu XIII Congrès Géol. Intern.* pp. 1533-1538.
- (1923)—“Das Alter des granisysteine Kataloniens”. *Zeitschr. Deuts. Geol. Ges.* Bd., pp. 38-44.
- (1923)—“Explicació de la fulla nº 24. Sant Feliú Guixols”. *Servei del Mapa Geològic de Catalunya*. Vol. de 88 pp. Mamcomunitat de Catalunya.
- (1925)—“Memoria para el abastecimiento de aguas potables para la villa de Palafrugell”. Fascículo de 64 págs. Palafrugell.
- (1926)—“Barcelona y sus alrededores el Tibidabo y Monserrat”. Madrid, Imp. V. Rico. pp. 1-44.

FERRER, J. (1967)—“Bioestratigrafía y Micropaleontología del Paleoceno y Eoceno del borde suroriental de la Depresión del Ebro”. *Tesis. Doct. Fac. Cienc. Univ. Barcelona* inédita.

- (1971)—“El Paleoceno y Eoceno del borde sudoriental de la depresión del Ebro (Cataluña)”. *Mem. Suisse de Paleontologic*. Vol. 90, 70 págs. 50 figs., 7 láms. 6 cuad. 1 map. Basel.

FERRER, J.; ROSELL, J. & REGUANT, S. (1968)—“Síntesis litoestratigráfica del Paleógeno del borde oriental de la depresión del Ebro”. *Acta Geol. Hisp.* III (3), pp. 54-56. Barcelona.

FONTBOTE, J. MARÍA. (1949)—“Nuevos datos geológicos sobre la cuenca alta del Ter”. *An. Ins. Est. Gerundenses*, Vol. IV., pp. 129-185.

- (1954)—“Las relaciones tectónicas de la Depresión del Vallés-Penedés con la Cordillera Prelitoral Catalana y con la Depresión del Ebro”. *R. Soc. Esp. Hist. Nat.* pp. 281-310.
- (1954)—“Sobre la evolución tectónica de la Depresión Vallés-Penedés”. *Museo ciudad Sabadell*. sp. Arrahona. pp. 1-37

FONTBOTE, J. MARÍA y GUITARD, G. (1958)—“Aperçus sur la tectonique cassante de la zone axiale des Pyrénées orientales entre les basins de Cerdagne et de l’Ampurdan-Roussillon”. *Bull. Soc. Géol. France*. 6^e serie, T. 8, nº 8, pp. 884-890.

FONTBOTE, J. M. y JULIVERT, M. (1954)—“Algunas precisiones sobre la cronología de los movimientos hercianos en Cataluña”. *C.R. XIX C. Int. (Alger) Sec. 18 (part. 3)*: pp. 575-591.

FONT y SAGUE (1908)—“Troballa de la Tremolita a Gualba (Montseny)”.
110

—(1908)—“Carta geológica de Cataluña” en Geografía General de Cataluña por F. Carreras Candi E. 1:350.000.

—(1926)—“Curs de geología dinámica i estratigráfica aplicada a Catalunya”. Barcelona Imp. La Neotipia. pp. 1-370.

FUENTE, C. de la —“Estudio fisicoquímico y mineralógico de las arcillas cerámicas del Bajo Ampurdán”.

GALOFRE, A. (1970)—“Hidrogeología de la cuenca de la riera de Argentona”. AGUA nº 62. Barcelona.

GALLEG COIDURAS, I. CL.; GARCIA DE DOMINGO, A.; LOPEZ OLMEDO, F.; Y PALLI BUZO, L. (1978)—Memoria y Hoja geológica nº 365 (Blanes) del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, (segunda serie) IGME Madrid.

GALLEG COIDURAS, I. CL.; GARCIA DE DOMINGO, A.; LOPEZ OLMEDO, F. y PALLI BUZO, L. (1978)—Memoria y Hoja geológica nº 366 (San Feliú de Guixols) del Mapa Geológico de España escala 1:50.000 (segunda serie) IGME, Madrid.

—(1979)—Memoria y Hoja Geológica. nº 296 (Torroella de Montgrí) del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (2a. serie) IGME, Madrid.

GARCIA VELEZ, A.; SOUBRIER, J. y PALLI BUZO, L. (1979)—Memoria y Hoja geológica nº 335 (Palafrugell) del Mapa Geológico de España escala 1:50.000, (segunda serie) IGME, Madrid.

GARRIDO MEGIAS, A.; VILLENA, J., 1977—El Triás germánico en España: Paleogeografía y estudio secuencial. Cuadernos de Geol. Ibérica, vol 4:37-56.

GIBERT, J., AGUSTI, J. y MOYA, S (1979)—“Bioestratigrafía del Empordà”. Bull. Inst. Pal. Sabadell. An. XI, nº 1-2, pp. 43-47.

GILLET, S. (1961)—“Nuevo yacimiento Plioceno de facies salobres en el subsuelo de Barcelona, al este del Tibidabo”. Not. Com. del I.G.M.E. páginas 253-281.

— (1957)—“Principaux caractères du Pliocène Saumatre de la région de Barcelone”. Compte rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France, pp.283-239.

GICH, M. (1969)—“Las unidades litoestratigráficas del Eoceno Prepirenaico del Ripollés oriental”. Acta Geol. Hisp. Tomo IV, nº 1, pág. 5-8.

— (1977)—“Estudio geológico del Eoceno prepirenaico del Ripollés oriental”. *Acta Geol. Hisp.* 8 (4) pp. 120-124. Barcelona.

GICH, M. ROSELL, J. REGUANT, S y CLAVELL, E. (1967)—“Estratigrafía del Paleógeno en la zona de tránsito entre la Cordillera Prelitoral Catalán y el Prepirineo”. *Acta Geol. Hisp.* 2 (6) pp. 13-18. Barcelona.

GIRESSE, P. (1965)—“Role du continent dans la sedimentación fluviatile et cotiers de la province de Barcelone” *Not. y Com. del IGME* pp. 71-84.

GOLPE, J. M. (1974)—“Faunas de yacimientos con suiformes del Terciario Español”. *Paleontología y Evolución*. T-VIII.

GOT, H. (1973)—“Etude des corrélations tectonique-sédimentation au cours de l’Histoire quaternaire du precontinent pyrénéo-catalán”. *Tesis. Univ. Sci. Tech. Languedoc* 294 págs.

GOTTIS, M., KROMM, F. (1967)—Sur l’existence d’un épisode régressif au sein du Muschelkalk inférieur sur la bordure occidentale du Massif Catalan: *Actes Soc. Linnéenne Bordeaux*, t. 104, ser. B, nº 23:3-6.

GREILING, L., y PUSCHMANN, H. (1965)—“Die wende silurium devon Am St. Creu d’Olorde Bei Barcelona”. *Senck. Leth. Vol.* 45. nº 4-6, pp. 453-457.

GUARDIA, P. (1962)—“Contribution a l’étude des volcans de la province de Gerone et du plaeomagnetisme de leurs coulées”. *Diplome d’études supérieurs*. pp. 32-85.

— (1964)—“Volcans tertiaires et quaternaires de la province de Gerone et paléomagnetisme de leurs coulées”. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.* VI, pp. 201-210.

GUITARD, G. (1970)—“Le metamorphisme hercynien mesozonal et les gneiss ocillés du massif du Canigou (Pyrenees orientales). *Mem. Du. B. R. G. M.* París, nº 63, pp. 1-317.

HARTEVELT, (1970)—“Geology of the Upper Segre and Valira Valleys, Central Pyrenees (Andorra-Spain)”. *Leidse Geologische Mededelingen*, nº 45, pp. 167-236.

HIRSCH, F. (1977)—Essai de correlation bioestratigraphique des niveaux méso et néotriásiques de facies “Muschelkalk” du domaine sépharade. *Cuadernos Geol. Ibérica*, vol. 4. 4:511-526.

HORNES, R y ALMERA, J. (1907)—“Extracto de la memoria titulada “Un reconocimiento de los terrenos terciarios de las comarcas occidentales bañadas por el Mediterráneo” Presentada por el Dr. R Hornes en la Academia Imperial de Ciencias de Viena. t. CXIV part. I *Hom. R. Ac. CC.y AA.* 3^a Ep. (6), 35-140. Barcelona.

HOTTINGER, L. (1960)—“Recherches sur les Alvéolines Paléocénes et éocénes”. *Schweiz Paleont.* 75-76.

HOTTINGER, L., SCHAUB, H. (1961)—“División en pisos del Paleoceno y del Eoceno, Introducción de los pisos Ilerdiense y Biarritziense”. *Not y Com. IGME* nº 61, pp. 191-234.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1972)—“Mapa geológico de España 1:200.000 Hoja nº 35, Barcelona”. Síntesis de la Cartografía existente.

JIMENO GRANADOS, A. (1947)—“Notas sobre la estratigrafía y paleontología del Vindoboniense de Montjuic”. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, pp. 539-549.

JULIA, R y VILLALTA, J.F. (1974)—“El Ampurdán”. *Coloquio Internacional sobre Bioestratigrafía del Neógeno Superior y Cuaternario Inferior. Libro-guía.*

JULIVERT (1954)—“Algunas precisiones sobre la cronología de los plegamientos hercianos en Cataluña”. *Congr. Geol. Inter. Comptes rendus XIX Sesión Argel.*

— (1955)—“Geología de la Sierra de Miramar (Tarragona)”. *Mem. Com. Inst. Geol. Prov.* t. 13, pp. 70-122.

JULIVERT, M., MARTINEZ, F.J. (1980)—“The Paleozoic of the Catalonian Coastal Ranges (North-Western Mediterranean)”. *Newsletter* nº 12, *IGCP* nº 5, pp. 124-128. Padova.

KROMM, F. (1961)—“Contribution a l'étude du Trias et de l'eocene de la chaîne catalane”.

— (1966)—“La sedimentation eocene entre la zone Prépyrénée et la Cordillère pré littorale catalane. Prov. de Barcelone et Gerone”. *Act. Soc. Linn. de Bordeaux.* T. 103, Ser B, nº 1, 3 p.

— (1966)—“L'Age et les conditions de sédimentation des couches rouges de l'Eocene terminal entre l'Ampurdan et le fleuve Ter (province de Gerona. Espagne)”. *Act. Soc. Linn. Bordeaux.* T. 103, serie B, nº 9, 18 p.

— (1967)—“Sur l'existence d'un épisode regressif sur sein de Muschelkalk Inferieur sur la bordure occidentale du massif catalan”. *Act. Soc. Linn. Bordeaux.*

— (1968)—“Stratigraphie comparée des formations Eocenes du renvers sud des pyrénées et de la Cordillère pré littorale catalana”. *Act. Soc. Linn. Bordeaux* N° 2 105 pp. Burdeos.

- (1968) — "Notice explicative d'une carte à 1/100.000 des formations éocènes de la zone prépyrénéenne (provinces de Barcelone et de Gerone, Espagne)". **Act. Soc. Linn. Bordeaux** T. 105. serie B. nº 8, 7 pp.
- (1969) — "Résultats d'une étude géodynamique en Catalogne oriental: chronologie des formations, paleogeographie à l'Eocène". **Act. Soc. Linn. de Bordeaux**. 1. 106. S.B., nº 3, 12 pp., 5 cuadr. Burdeos.

LAMBERT, J. (1907) — "Description des echinides fossiles de la province de Barcelone". **Mem. Soc. Geol. France. Paleont.**

LEMOINE, P. (1928) — "Corallinacees fossiles de Catalogne et de Calence recueilles par M. Batailler". **Bull. Inst. Catalana Hist. Nat.** pp. 92-107.

LERICHE, M (1910) — "Note sur les poissons neogenes de la Catalogne". **Bull Soc. Geol. de France**. Tomo 10, pp. 471-474.

LUTERBACHER, H., FERRER, J y ROSELL, J. (1973) — "El Paleógeno marino del Noroeste de España". XIII Cong Europeo de Micropal. España 1973. **CNG ENADIMSA** pp. 29-62. Madrid.

LLOBET, J.A. — "informe sobre un criadero carbonoso cerca del Figaro, del partido de Granollers". Ejemplar mecanografiado.

- (1947) — "El medio y la vida en el Montseny, estudio geográfico".

LLOPIS LLADO, N. (1942) — "Estudio geológico del valle del Congost". **Imp. Casa Provincial de Caridad**, pp. 1-102.

- (1942) — "Estructura del Montseny". **Publ. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.** Tomo 11, pp. 513-532.
- (1942) — "Los terrenos cuaternarios del Llano de Barcelona". **Barcelona Imp. Casa Prov. de Caridad** pp. 1-52.
- (1945) — "Los movimientos corticales intracuaternarios del NE, de España". **Est. Geol.** pp. 181-236.
- (1947) — "Contribución al conocimiento de las morfoestructuras de las Catalánides". **Barcelona. Inst. Lucas Mallada**, pp. 1-372.
- (1948) — "Sobre la tectónica del granito en las sierras de Levante y Barcelona". **Est. Geol.** Tomo 4, nº 8, pp. 187-208.
- (1951) — "Estudio geológico de los alrededores de Caldas de Malavella (Gerona)". **Speleon**, pp. 103-164.

— (1965)—“Sur le Paleozique superieur de l’Andorre”. **Bull. Soc. Geol. Fr.** 7 ser., t VII, pp. 652-659.

LLOPIS LLADO, N.; VIA BOADA, L. y DE VILLALTA, F. (1969)—“Sobre el límite silúrico devónico en Santa Creu d’Olorde (Barcelona)”. **Cuad. Geol. Iber.** vol. 1, pp. 3-20.

LLOBET Y VALL-LLOSERA, D. J. A. (1948)—“Memoria acerca de la descripción geognóstica del terreno que ocupa la ciudad de Barcelona”. **Publicado Enciclopedia Industrias Arts. Oficios.**

LLORENS, T. (1920)—“Els minerals de Catalunya”. **Treballs Inst. Cat. Hist. Nat.** pp. 129-357.

MAESTRE, A.—“Descripción geognóstica del distrito de Aragón y Cataluña”. **Bull. Soc. Geol. France**, pp. 193-278.

— (1863)—“Mapa geológico de España y Portugal”.

MAIER, W (1908)—“Die Kontaktzone des Mt. Tibidabo bei Barcelona”. **Berichte. Naturf. Ges. Freiburg i Br.** Vol. 16, pp. 1-64.

MALLADA, L. (1891)—“Sinopsis de las épocas fósiles que se han encontrado en España”. **Bol. Com. Mapa Geol. España.**

— (1892)—“Catálogo general de las especies fósiles encontradas en España”. **Bol. Com. Mapa Geol. España.**

— (1895)—“Explicación del Mapa Geológico de España”.

MARCET RIBA, J.—“Geologie du littoral catalan et des chaines cotieres qui l’accompagnent”. **Geologie Mediterranee Occidentale.**

— (1945)—“Los plegamientos variscos póstumos en el Nordeste de España”. **Miscelánea Almera. Publ. Inst. G. Dip. Prov. Barcelona.** pp. 139-157.

— (1947)—“Rocas eruptivas de las Gabarras y de la zona adyacente de la Costa Brava Catalana”. **Trab. Mus. C. Nat. Barcelona.** Vol. I, nº 1.

— (1948)—“Edad geológica de los períodos eruptivos de las Gavarras y de la Costa Brava Catalana”. **Mem. R. A. C. Art. Barna.** Vol. XXIX, nº 13.

— (1949a)—“Períodos eruptivos de la provincia de Gerona (Gavarres y Empordá)”. **Est. Geol.** nº 9. pp. 189-203.

— (1949b)—“Provincias petrográficas gerundenses”. **Est. Geol.** nº 9, pp. 205-209.

- (1954)—“Estudio estratigráfico del Eoceno de Esclanyá (Baix Empordá, prov. Gerona)”. **R. Soc. Esp. Hist. Nat.** Tomo homenaje a Hernández Pacheco.
- (1955)—“Síntesis petrográfica y estratigráfica del Eoceno de la zona Palafrugell-Esclanyá-Regencós”. **C.S.I.C. Anales del I.E.G.** Vol X.
- (1956a)—“Estudio petrográfico y estratigráfico del Eoceno de la zona Palafrugell-Esclanyá-Regencós”. **Mem. R.A.C.A.** 3^a Ep. nº 654. Vol. 32. nº 6.
- (1956b)—“Sucesión estratigráfica y fósiles del Eoceno de la zona de Palafrugell-Esclanyá-Regencós”. (Paix Empordá). **Not. y Com. IGME** nº 42.

MARCET RIBA, J. — SOLE, L. (1949)—“Memoria explicativa y mapa geol. España 1:50.000. Hoja nº 334 (Gerona)”. **I.G.M.E.**

MARIN, A. (1936)—“Bosquejo geológico de la provincia de Barcelona”. **I.G.M.E.**

MARMORA, A. (1833)—“Sur les environs de Barcelone, coupe de Montjuic près de Barcelone pris en dec. de 1833”. **Bull. Soc. Geol. France**. páginas 351-1834.

MARTINEZ GIL, F.J. (1972)—“Estudio hidrogeológico del Bajo Ampurdán (Gerona)”. **Memoria del I.G.M.E.** nº 84 (2 vol.).

MARZO, M., 1980—El Buntsandstein de los Catalánides: estratigrafía y procesos de sedimentación. **Tesis doctoral del Dpto. de Estratigrafía y Geología de la Universidad de Barcelona** inédita.

MARZO, M; ESTEBAN, M; y POMAR, L.(1974)—“Presencia del Caliche fósil en el Buntsandstein del Valle del Congost”. **Act. Geol. Hip.**, pp. 33-36.

MASACHS ALAVEDRA, V. y DE VILLALTA COMELLA, J.F. (1953)—“Aportaciones al conocimiento de la cronología de las terrazas fluviales del NE. de España”. pp. 73-77.

MAURETA, J. THOS (1931)—“Descripción física y minera de la provincia de Barcelona”. **Mem. Com. Mapa Geol. España**. pp. 1-487.

MATTE, PH. y CAPDEVILLA, R. (1973)—“La structure de la chaîne hercynienne dans l'Est de la Péninsule Iberique”. **C. R. Acad. Soc. París** t. 276, pp. 2867-2870.

M.O.P. (1970)—“Estudio de los recursos hidráulicos totales de Pirineo Oriental, zona Norte nº 1: Costa Brava (3 tomos) y nº 2: Zona de la Selva”. **Dir. G. Obras. Hid., Comisaría Aguas Pir. Oriental. S.G.O.P.**

MONTOTO SAN MIGUEL (1968)—“Estudio petrológico y petrogenética de las rocas graníticas de la cadena litoral catalana”. Univ. de Barcelona, Mineralogía de los granitos costerocatalanes. **Publ. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. Barna.** V. XXII., pp. 25-53. Barcelona.

MONTSERRAT (1891)—“Consideraciones sobre los levantamientos y hundimientos observados en los alrededores de Barcelona”.

MORACAS, G. (1896)—“Estudio general régimen aguas contenidas en terrenos permeables régimen corriente subterránea delta río Besós”. **Rev. Obras Públicas**, pp. 1-133.

NOVELLAS ROIG, F. (1902)—Excusio als jaciments fosilifers de Montjuic”. **Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.**

PALLI, L. (1972)—“Estratigrafía del Paleógeno del Empordá y zonas límitrofes”. **Publ. de Geología Univ. Autónoma de Barcelona**. nº 1. 338 pág.

— (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 areniscas eocénicas de Sarriá de Ter (Prov. de Gerona)”. **Acta Geol. Hisp.** VII (4) pp. 109-112. Barcelona.

PANZER, W. (1933)—“Die entwicklung der taler Cataloniens”. **Geol. Medt. Occid.** pp. 1-36.

PAPP, KARL VON (1931)—“Bodenstudien von Barcelona”. **Geol. Medit. Occidental**, pp. 1-22.

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.

PLAZIAT, J. C. (1968)—“Stratigraphie continental et sedimentologie l'age des couches a "Bulimus Gerundensis" (Vidal) de la province de Barcelone”. **C.R. Somm. Soc. Geol. Fr.** Tomo 9, nº 1, pp. 49-55.

POLIT (1930)—“Radioactividad de los manantiales del Tibidabo”. **Mem. R. Acad. Cienc. Arts. Barcelona**, pp. 531-540.

PRATT (1852)—“On the geology of Catalonia” **Quat Journ of the Geol. Soc. of London**.

PRUVOST, P. (1912)—“L'age des schistes pourpués de Papiol près de

Barcelone" *Ann. Soc. Geol. Nord.*, Vol. 61, pp. 263-283.

PUSCHMANN, H. (1968a)—"Stratigraphische untersuchungen in palaeozoi-kum der Montseny (Catalonien Spanien)". *Geol. Rundschau*, Vol. 57, pp. 1.066-1.088.

— (1968b)—"La serie paleozoique du massif du Montseny". *C. R. Ac. Sc. París*, Vol. 226 pp. 657-659.

REGUANT, S.—(1963)—"Nuevos datos sobre cronoestratigrafía del Llano de Vich". *Est. Geol. Madrid*, pp. 211-213

— (1964)—"L'Eocene marin de l'est et du sud est de Vich". *Mem. Bull. Rech. Geol. e Min.* pp. 727-734.

— (1966)—"Las intercalaciones rojas del Eocene marino de Vic". *Act. Geol. Hisp.* año 1º, pp. 6-8.

— (1966)—"La sedimentación marina en Vic durante el Eocene". *Oviedo Inst. Est. Ast.*, pp. 97-112.

— (1967)—"El Eocene marino de Vich". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.* t. LXVIII. Madrid.

VILLATTE, J.—(1970)—"Echinides de l'Eocène moyen de la région de Vic" (Barcelone). *Bull. Soc. Géol. France*, (7) XII, n° 5 pp. 894-912.

REGUANT, S., y ROMAN, J. et (1965)—"Nota preliminar sobre algunas nuevas especies de nummulites de la plana de Vich". *Fossilia*, pp. 6-8.

REPARAZ RUIZ, G. DE (1938)—"Essai sur l'hydrologie des cours d'eau catalans". *Revue G. Pyren et du sud-Ouest Tolouse*, pp. 141-176.

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.

RIVAS MATEOS, M. (1903)—"La flurina de Papiol". *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.* pp. 184-186.

ROCABERT, L. (1934)—"Contribució al coneixement de la fauna ictiològica terciaria catalana". *Trabaj. Lab. Geol. Sem. Conc. Barcelona*, pp. 78-107.

ROSELL, J., OBRADOR, A., ROBLES, S., y PALLI, L. (1973)—"Sedimentología del Mioceno del Vallés Occidental (prov. de Barcelona)". *Acta Geol.*

Hisp. T. VIII nº 1, pp. 25-29.

ROSELL, J y ROBLES, S. (1975)—"La Paléogene marin de la Catalogne". B.S. Geol. Fr. (7) XVII, nº 2 pp. 195-198.

RUIZ DE GAONA, M. (1952)—"Resultado del estudio de las faunas de foraminíferos del Nummulítico de Montserrat y regiones limítrofes". Est. Geol. Inst. Inv. Geol. Lucas Mallada.

SAINZ AMOR e FONT ALTABA, M. (1964)—"Estudio de las arenas del litoral catalán, tramo 1º, Barcelona-Mongat". Anal. Edaf. Agrob. pp. 721-742.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M (1912)—"Datos para la estratigrafía de Montjuic". Soc. Esp. Hist. Nat.

- (1916)—"Estudio sobre las rocas de la garganta del Ter (entre el Pasteral y Susqueda)". An. Inst. Cienc. Barcelona. T. 4, nº 5 pp. 208-230. nº 6, pp. 245-254.
- (1917)—"Excursiones por los alrededores de Barcelona". Ann. de la Junta de Cienc. Nat. Barcelona.
- (1923)—"Estudio petrográfico sobre las rocas de la Sierra de Teya y sus contornos". Arx. Inst. Cienc.
- (1927)—"Excursiones complementarias de las conferencias geológicas profesadas en la Escuela de Trabajo de Barcelona".
- (1929)—"Resumen geológico-geognóstico de la Sierra de Levante, de la provincia de Barcelona". Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat. t 15, pp. 445-455
- (1930)—"Catálogo de las rocas metamórficas de la provincia de Barcelona". Publ. Inst. Geol. Top. Barcelona.
- (1940)—"Novedades sobre la petrología en Cataluña". Mem. R. Acad. Cienc. Arts. Barcelona. vol. 22, nº 9, pp. 219-226.
- (1930)—"Las pizarras de la zona metamórfica del Tibidabo". Mem. R. Acad. Arts. Barcelona.
- (1931)—"Las rocas eruptivas y metamórficas de la mancha granítica de la Hoja de Barcelona, al este del Besós". Bol. Inst. Geol. Min. Esp., pp. 105-158.
- (1934)—"Las rocas eruptivas y metamórficas de la Costa Brava, entre Canet y Llafranc". Mem. Acad. Cienc. Art. Barcelona. vol 23, nº 19, pp. 381-410.

— (1936)—“Algunos datos nuevos e interesantes sobre las rocas de los volcanes de Cataluña”. *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*

— “Estudio de las rocas eruptivas y metamórficas de las manchas paleozoicas de Mataró”. *Bol. I.G.M.E.* pp. 1-144.

SAN MIGUEL, A. y CARRERAS, J. (1971)—“Relaciones entre metamorfismo y emplazamiento del granito en el área del Cap. Gros de Palamós”. *Inst. Inv. Geol. Dip. Barcelona* Vol. 26. pp. 93-117.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1934)—“La zona metamórfica de contacto del Cap. Cross (Palamós)”. *Treballs Museo Ciencias Naturales. Barcelona*. Vol. VI (7).

SAN MIGUEL MONTOTO (1967)—“Estudio, petrología y petrogenética de las rocas graníticas de la Cadena Costera Catalana”. *Trabajo inédito*. pp. 1-25.

— (1968)—“Mineralogía de los granitos costeros catalanes”. *Publ. Inv. Geol. Prov.* pp. 15-42.

SANTAFE-LLOPIS, J. V., GALZADA BADIA, S. y CASANOVAS CLADELLAS, MARIA L. (1979)—“Precisiones a la estratigrafía del Vallesiense terminal de los alrededores de Terrasa”. *Est. Geol.* nº 35. pp. 291-298.

SANTANACH, P.F. (1972)—“Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pirineos Orientales”. *Acta Geol. Hispánica* año 7. nº 5, pp. 129-132.

— (1974)—Estudi tectonic del paleozoic inferior del Pirineu entre la Cerdanya y el riu Ter”. *Publ. Fund. Salv. Vives Casajuana*. pp. 1-133

SANTIESTEBAN, C. y TABERNER, C. (1978)—“Barras de marea como control a la formación de arrecifes en el Eoceno medio y superior en el sector de San Feliú de Codines-Centelles”. *Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona*. vol 32, 1977, pp. 203-214. Barcelona.

SAPORTA, M (1981)—“Note relative au Culm des environs de Barcelone”. *Bull. Soc. Geol. France*. pp. 59-61.

— (1981)—“Caracterización del “culm” en el Putxet y Vallcarca”. *Crónica científica*. t. 14, pp. 113-114.

SCHMIDT, H. (1931)—“Das Paleozoikum/der spanischon Pyrenáen”. *Gess. Wiss. Gottingen Nat. n. Phys.* Trad. en Publicaciones Extranjeras sobre geología de España. t. II, pp. 100-200.

SCHRIEL, W. (1929)—“Constitución geológica de la Cadena Costera Catalana, entre la desembocadura del Ebro y Ampurdán”. *Publicaciones alemanas*

Geol. España I (1942). Traducción Abh. Ges Wiss. Gottingen vol. 14 nº 1, pp. 62-141.

SERRA, J. (1976)—“Le précontinent catalan entre le Cap Bagur et Arenys de Mar: structure et sedimentation récente”. **Tesis doctoral. Univ. Toulouse.** 215 Pág.

SIERRA OLDI, A. (1932)—“Nota sobre la tectónica de Cataluña y sus relaciones con probables yacimientos petrolíferos”. **Mem. Acad. Cienc. Art. Barcelona.** pp. 1038.

SIJP, J. Van der (1951)—“Petrography and geology of Montseny Guillerías”. **Proc. Kon. Ned. Ac. Westenschapen.** pp. 1-99.

— (1952)—“Petrofabric analysis of some metamorphic rocks from the Guillerías”. **Proceeding Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen.** pp. 51-58.

STANLEY, D. y MUTTIE (1968)—“Sedimentological evidence for an emerged land mass in the Ligurian Sea during the Paleogene”. **Nature** 218, pp. 32-36.

STRECKEISEN, A. L. (1976)—“To each plutonic rock its proper name”. **Earth-science reviews.** Vol. 12, nº 1.

SOLE SABARIS, L. (1932)—“Nota petrográfica sobre una zona metamórfica del Tibidabo”. **Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.** pp. 461-469.

— (1936)—“Notes geomorphologiques sur Les Guillerías”. **Guía d'Excursions. Inst. d'Estudis Catalans.** pp. 118-129.

— (1937)—“El relleu de Montseny de les Guillerías”. **Bull. C. Exc. Catal. Barcelona.** pp. 1-19.

— (1939)—“Terminación septentrional de la Cordillera Costera Catalana”. **Estudios geomorfológicos de la Península Hispánica.** Tomo VI. nº 1, pp. 87.

— (1940)—“Superficies de erosión en las cordilleras litorales de Cataluña”. **Barc. Imp. Elzeviriana anales univ. Barcelona** pp. 145-158.

— “Geología de los alrededores de Barcelona”. **Publ. Direc. Gen. E.M.** pp. 1-136.

— (1942)—“Fauna coralina del Eoceno Catalán”. **Mem. R. Acad. Cienc. Ars. Barcelona.**

— (1945)—“El mapa geológico de la provincia de Barcelona”. **Publ. Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona.** Tomo 7, pp. 43-62.

— (1946)—"Características hidrogeológicas de los manantiales carbónicos de Gerona, llamados "Fonts Picants". *An. Inst. Est. Gerundenses*. 1. pp. 236-269.

— (1948)—"Observaciones sobre el Plioceno de la comarca de la Selva (Gerona)". *Est. Geol.* nº 8, pp. 287-307.

— (1962)—"Observaciones sobre la edad del vulcanismo gerundense". *Mem. R. Acad. Cienc. Arts. Barcelona*. nº 34, pp. 359-375.

— (1963)—"Ensayo de interpretación del Cuaternario Barcelonés". *Miscl Barcinonensis*. pp. 7-54.

— (1964)—"Ciclo de geología práctica sobre los alrededores de Barcelona". *Dir. Gen. Ens. Media*. pp. 1-136.

— (1967)—"Emporda et région volcanique d'Olot. Livret guide de l'excursion aux pyrénées". *Est. Geol.* nº IV, pp. 287-307.

SOLE SABARIS y LLOPIS LLADO, N. (1939)—"Terminación septentrional de la Cordillera Costero Catalana". *Asoc. Est. Geol. Med. Occ.* pp. 1-38.

SOLE SUGRAÑES, L. (1978)—"Alineaciones y fracturas en el sistema catalán, según las imágenes Landsat-1". *Rev. Tecniterae* nº 22. pp. 6-16.

SOPEÑA, A., VIRGILI, C., HERNANDO, S., RAMOS, A. (1977)—"Pérmico continental en España. *Cuadernos Geol. Ibérica*, vol. 4:11-34.

SUÑER COMA, E. (1957)—"Resumen estratigráfico del Vindoboniense de Montjuich". *Cursillos Conf. Inst. Lucas Mallada*. pp. 49-52.

TEIXIDOR, J. (1884)—"Reseña geológica de la Provincia de Gerona". *Mem. R. Acad. Cienc. Nat. y Art. de Barna*. nº 20.

THOMAS CASAJUANA, J.M. (1953)—"Nota sobre un yacimiento cuaternario en San Juan de Vilasar". *Mem. Com. I.G.M.E. y la Dip. de Barcelona* pp. 83-84.

THOMAS DOMENEZH, J.M. (1954)—"Aportaciones de fauna continental en el Vindoboniense marino de Montjuich". *R. Soc. Esp. Hist. Nat.* pp. 663-676.

THOS Y CODINA, S. (1881)—"Descripción física, geológica y minera de la provincia de Barcelona". *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, pp. 14-487.

— (1898)—"Estudio sobre los movimientos ocurridos en 1894 en los terrenos de la Montaña de Montjuich, anexos al comentario SO". *Mem. R. Acad. Cienc. Arts. Barcelona*.

TOURNON, J. (1968)—“Le volcanisme de la province de Gerone-Espagne”.
Tesis Doctoral. Fac. Sc. Univ. París.

— (1969)—“Les roches basaltiques de la province de Gerone”. *Bull. Soc. France. Mineralogie et Cristallographie*. pp. 376-382.

TRILLA, J. (1969)—“Generalidades de los acuíferos de la Cordillera Litoral Catalana en su vertiente mediterránea, sus problemas y las presas subterráneas como sistema de explotación”. **AGUA** Enero-Febrero. Barcelona.

TRILLA, J. y PALLI, L. (1977)—“Vulnerabilidad a la polución como temática hidrogeológica. Aplicación en una zona de los alrededores de Girona”. **Cámara Of. de Com. e Ind. Gerona**. 75 pág.

TRYOLLS (1952)—“Estratigrafía del Mioceno de la Depresión del Vallés-Penedés”. **C.S.I.C. Inst. Est. Pim y Mus. Sabadell**, pp. 32-34.

VAQUER NAVARRO, R. (1972)—“El metamorfismo y las rocas plutónicas y filonianas de la Sierra de Collcerola (Tibidabo), Barcelona”. **Tesis Univ. Barcelona** pp. 1-362.

VERNEUIL (1868)—“Carte géologique de l'Espagne et du Portugal”.

VEZIAN, A. (1856)—“Carte géologique des environs de Barcelone”.

— (1856)—“Mollusques et zoophites des terrains nummulitiques et tertiaires de la province de Barcelone”, pp. 1-50.

VIA BOADA, L. (1932)—“Els crancs fòssils del terciari de Catalunya”. **Bull. Inst. Cat. d'Hist. Mat.** (32), 131-146. Barcelona.

— (1949)—“Un resto de stomatopodo, *Squilla* miocénica, Lovisato, en las margas tortonienses de Montjuich”. **Bull. Inst. Cat. d'Hist. Mat.** (37) 1-4, Barcelona.

— (1964)—“Contribución a la geología del Turó de Montcada”. **Brev. Geol. Astur.** t. 8, nº 1-4, pp. 53-90

— (1969a)—“Aportación paleontológica a la síntesis estratigráfica y cronoestratigráfica del Eoceno marino de Catalunya”. **Actos V Congreso Int. Est. Pirenaicos. (Jaca-Pamplona 1966)**. **Pirineos** 81-82, 5-59.

— (1969b)—“Crustáceos decapodos del Eoceno Español”. **Pirineos** XXV (91-94) 479 pp. Jaca.

— (1973)—“Datos para el estudio de los crustáceos decápodos del Eoceno “circumpirenaico” **Pirineos** (107) 55-70 Jaca.

VICENTE, J. (1964)—"Contribución al estudio de la flora fósil del Turó de Mongat". *Not. Com. Inst. Geol y Min. Esp.*, pp. 5-24.

VIDAL, L.M. (1886)—"Reseña Geológica y Minera de la Provincia de Gerona". *Bol. Com. Mapa Geol. Esp. Prov. de Gerona*. Tomo XIII, Cuaderno 2, pp. 209-380.

VILADEVALL (1978)—"Estudio Petrológico y estructural de las rocas metamórficas y graníticas del Sector N-oriental del Macizo de Montseny (resumen)". *Secret. Public. Univ. Barcelona*. 12 pp.

VILAPLANA, M (1975)—"Les problèmes de la limite supérieure (aire de Caldess Artés)". *IX e Congrès International de Sedimentologie. Mice 1975. Livret Guide Excursion nº 20. "Le Bassin Tertiaire Catalan et les gisements de potasse"*.

VILAPLANA, M (1977)—"Los arrecifes del Eoceno superior de Calderas (borde suroriental de la Cuenca del Ebro, sector catalán)". en *1º Seminario práctico de Asociaciones arrecifales evaporíticas*. Barcelona Alacant, 343 a 366.

VILLALTA, J.F. (1958)—"Le Néogene de l'Ampurdan". *Bull. Soc. Geol. France*. t. VIII, pp. 947-948.

— (1964)—"Montjuich: Itinerario nº 6 de geología de los alrededores de Barcelona". *Guía práctica (L. Solé)* pp. 99-105.

VILLALTA, J.F. y PALLI, L. (1973)—"Presencia del Mioceno continental bajo el cauce del río Onyar en Gerona". *Acta Geol. Hisp.* t. VIII, nº 3, pp. 109-110

VILLALTA, J.F. y ROSELL, J. (1965)—"Contribución al conocimiento de la estratigrafía de Montjuich". *Inst. Inv. Geol. Dip. Prov.* vol. XIX, pp. 83-104.

— (1966)—"Aportaciones al estudio del Mioceno marino de la comarca del Vallés". *Act. Geol. Hisp.* año 1, pp. 5-8.

VILLALTA, J.F., ROSELL, J. y OBRADOR, A. (1968)—"Una nueva aportación al conocimiento del Mioceno marino del Vallés". *Act. Geol. Hisp.* año 1, pp. 19-21.

VIRGILI, C. (1958)—"El Triásico de los Catalánides". *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 69:1-865.

VIRGILI, C., PAQUET, H., MILLOT, G. (1974)—"Alteraciones du bassement de la couverture permo-triassique en Espagne". *Bull. Groupe Franc. Argiles*, XXVI: 277-285.

VIRGILI, C., SOPEÑA, A., RAMOS, A., HERNANDO, S., (1977)—"Problemas de la cronoestratigrafía del Trías en España". *Cuadernos Geol. Ibérica*, vol. 4:57-88.