



42

9-5

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

TARRAGONA

Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - 28003-MADRID

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

TARRAGONA

Primera edición

CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGÍA

22142

Servicio de Publicaciones - Ministerio de Industria y Energía - Doctor Fleming, 7 - 28036 Madrid

Fotocomposición: CARMAGRAF, S.A. - Sambara, 40 - 28027 Madrid

Imprime: HISPAGRAPHIS

Depósito legal: M. 14.158-1987

NIPO: 232-86-006-3

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por «Informes y Proyectos, S.A.» (INYPSA), con normas, dirección y supervisión del IGME.

Dirección y Supervisión del Proyecto:

Antonio Barnolas Cortinas (IGME).

Jefe de Proyecto:

Fabián López Olmedo (INYPSA).

Equipo de Trabajo:

Anadón Monzón, P. (Terciario y Paleozoico).
Ardevol Oro, L. (F. Utrillas y Escucha).
Cabra Gil, P. (Cuaternario).
Cabrera Pérez, L. (Neógeno).
Calvet Rovira, F. (Neógeno y F. Muschelkalk).
Enrique Gisbert, P. (R. Igneas).
Fernández García, P. (Cuaternario).
Giner Sánchez, J. (Jurásico).
Guimerá Roso, J. (Tectónica).
González Lastra, J. (Cretácico sup.).
Julivert Casagualda, M. (Paleozoico).
Marzo Carpio, M. (Triásico).
Orti Cabo, F. (Keuper).
Salas Roig, R. (Cretácico inferior).

También han colaborado en la presente Memoria:

Fernández Martos.
Gallard, F. (Plioceno).
Permanyer, A. (Neógeno).
Sáez Ruiz, A. (Paleozoico).
Simó, A. (Jurásico).

INDICE

1. INTRODUCCION	11
2. ESTRATIGRAFIA	13
2.1. PALEOZOICO	14
2.1.1. Pizarras grauwackas y cuarcitas (5).	14
Ordovícico	14
2.1.2. Pizarras negras y lítitas (6)	14
2.1.3. Calizas nodulosas, margas y pizarras (7) Silúrico sup-Devónico	14
2.1.3.1. Las calizas nodulosas pridiolenses	14
2.1.3.2. Margas y pizarras Devónicas	14
2.1.4. Pizarras y areniscas con lítitas y calizas en la base (8) Carbonífero	16
2.1.4.1. Unidad basal de Les Vilelles	16
2.1.4.2. Unidad arenosa de Bassetes	17
2.1.4.3. Unidad pelítico-arenosa de Scala Dei	17
2.1.4.4. Unidad turbidítica de Poboleda	18
2.2. TRIASICO	18
2.2.1. Conglomerados, areniscas y lutitas rojas a techo (9). Facies Buntsandstein	20
2.2.2. Calizas y dolomías (10). Facies Muschelkalk	23
2.2.3. Lutitas rojas y yesos (11). Facies Muschelkalk	25

2.2.4. Calizas, dolomías y margas (12). Muschelkalk	26
2.2.5. Lutitas y yesos (13). Facies Keuper.....	29
2.2.6. Dolomías tableadas (14).....	31
 2.3. JURASICO	 31
2.3.1. Brechas dolomíticas, dolomías y calizas (15). Lías	35
2.3.2. Calizas tableadas (16). Dogger-Kimmeridgiense	37
2.3.3. Dolomías negras masivas (15) Malm-Valanginiense	38
2.3.3.1. Geometría de la dolomitización	38
2.3.3.2. Texturas dolomíticas	39
2.3.3.3. Relación con las facies deposicionales	40
2.3.3.4. Hipótesis geológica	40
 2.4. CRETACICO	 41
2.4.1. Cretácico inferior.....	41
2.4.1.1. Calizas. Valaginiense-Barremiense.....	42
2.4.1.1.1. Valaginiense	42
2.4.1.1.2. Barremiense	44
2.4.1.2. Margas y biocalcarenitas grises. Aptiense (19)	48
2.4.1.3. Dolomías grises Aptiense sup. Albiense inferior (20).....	49
2.4.1.4. Margas y calizas (21). Albiense	49
2.4.1.5. Arenas, areniscas, biocalcarenitas, lutitas y en ocasiones niveles de lignito. Albiense (22)	51
2.4.2. Cretácico superior.....	52
2.4.2.1. Calizas, margas y dolomías (24). Cenomaniense-Senoniense	52
 2.5. TERCIARIO	 52
2.5.1. Paleogeno	52
2.5.1.1. Paleógeno de Salou y otras zonas internas de los Catalánides	52
2.5.1.1.1. Arcillas rojas y conglomerados (25). Arcillas rojas, calizas y conglomerados (26). Paleoceno - Eoceno medio	52
2.5.1.2.1. Paleógeno del sector externo de los Catalánides-Borde oriental de la C. del Ebro	54
2.5.1.2.1.1. Conglomerados, arcillas con yesos y calizas (27). Paleoceno-Eoceno medio-superior	54
2.5.1.2.2. Conglomerados poligénicos (28) Eoceno medio-superior-Oligogeno medio	56

2.5.2. Neógeno	57
2.5.2.1. Mioceno	57
2.5.2.1.1. Calizas, conglomerados y brechas en la base (29). Aquitaniense-Burdigaliense inferior vertical. Unidad Terrígenas Basal.	57
2.5.2.1.2. Marga, calizas arrecifales y calcítitas, areniscas y lumaquelas. Lamgbriense. Complejo marino y de transmisión	58
2.5.2.1.2.1. Unidad arrecifal	58
2.5.2.1.2.2. Unidad de Vesjella ()	59
2.5.2.1.2.3. Calcisaltitas, arenas y lumaquelas ()	60
2.5.2.1.3. Arcillas y conglomerados (32). «Complejo Continental Superior». Mioceno sup.	62
2.5.2.2. Plioceno	63
2.5.2.2.1. Conglomerados y arcillas (33). Unidad continental	63
2.6. CUATERNARIO	64
2.6.1. Depósitos continentales	64
2.6.1.1. Aluvial (45)	64
2.6.1.3. Llanura de inundación - primera terraza (47)	64
2.6.1.4. Terrazas bajas (39)	64
2.6.1.5. Terrazas medias (35)	65
2.6.1.6. Conos de deyección (40) y Conos de deyección recientes	65
2.6.1.7. Abanico aluvial antiguo (34)	65
2.6.1.8. Abanicos aluviales (38)	66
2.6.1.9. Abanicos aluviales encostrados (37)	66
2.6.1.10. Mantos de arroyada (41)	66
2.6.1.11. Coluvión reciente (51)	66
2.6.1.12. Coluvión antiguo (36)	67
2.6.1.13. Rellenos cársticos	67
2.6.1.14. Aluvial-coluvial (48)	67
2.6.1.15. Glacis de Cobertera (42)	67
2.6.1.16. Limos (43)	68
2.6.1.17. Turbera	68
2.6.2. Depósitos de transición. Deltas	68
2.6.2.1. Llanura deltaica (44)	68
2.6.2.2. Leveés (99)	69
2.6.2.3. Marismas colmatadas (54)	69

2.6.2.4.	<i>Marismas sin colmatar</i> (55).....	70
2.6.2.5.	<i>Marismas arenosas orgánicas</i> (53).....	70
2.6.2.6.	<i>Dunas litorales</i> (59).....	70
2.6.2.7.	<i>Limos pardos</i> (50).....	70
2.6.3.	Depósitos marinos	71
2.6.3.1.	<i>Playa</i> (58).....	71
2.6.3.2.	<i>Flecha litoral</i> (56).....	71
2.6.3.3.	<i>Cordón litoral</i> (57).....	71
2.6.3.4.	<i>Antiguos niveles marinos</i>	71
3. PETROLOGIA		
3.1.	ROCAS IGNEAS HERCINICAS	
3.1.1.	Rocas Platónicas	73
3.1.1.1.	<i>Cuarzodioritas biotítico-hornbléndicas y mazomondodioritas</i> (4).....	74
3.1.1.2.	<i>Tonalitas biotítico-hornbléndicas</i> (3).....	74
3.1.1.3.	<i>Granodioritas y tonalitas con hornblenda accesoria</i> (2)75.....	
3.1.1.4.	<i>Granodioritas biotíticas heterogranulares de grano fino a medio</i> (1).....	76
3.1.2.	Rocas hipoasiales	76
3.1.2.1.	<i>Pórpidos graníticos a tonalíticos</i>	76
3.1.2.2.	<i>Pórpidos dioríticos</i>	77
4. ESTRUCTURA		79
4.1.	ESTRUCTURA HERCINICA	79
4.2.	ESTRUCTURA ALPINA	80
4.2.1.	Introducción	80
4.2.2.	Descripción estructural	81
4.2.2.1.	<i>Unidad de Padres-El Priorat</i>	81
4.2.2.2.	<i>Macizo de Bonastre</i>	83
4.2.2.3.	<i>Unidad de Garraf</i>	83
4.2.2.4.	<i>Unidad Tarragona-Salou</i>	84
4.2.2.5.	<i>Unidad de Vandellós-Llaceria</i>	84
4.2.2.6.	<i>Fosa del Baix Penedés</i>	84
4.2.2.7.	<i>Fosa del Camp</i>	84
4.2.3.	Análisis microestructural	85
4.2.3.1.	<i>Estudios anteriores</i>	85
4.2.3.1.1.	<i>Cordillera Ibérica</i>	85
4.2.3.1.2.	<i>Cordillera Costero-Catalana</i>	85
4.2.3.1.3.	<i>Zona de enlace</i>	85
4.2.3.2.	<i>Observaciones en la región estudiada</i>	87

4.2.4.	Evolución de la deformación	88
4.2.4.1.	<i>Compresión</i>	88
4.2.4.2.	<i>Distensión</i>	90
4.2.4.3.	<i>Neotectónica</i>	90
5.	HISTORIA CRONOLOGICA	93
6.	BIBLIOGRAFIA	99

1. INTRODUCCION

La Hoja 42 (9-5) TARRAGONA ocupa una parte de la Cordillera Costero Catalana (Dominio meridional), encontrándose limitada en el cuadrante noroccidental con la cuenca del Ebro, y en su parte oriental con el litoral mediterráneo.

A pesar de la pequeña superficie que abarca la Hoja, existe una gran diversificación de materiales. Así, el Paleozoico, constituido por rocas metamórficas e igneas de carácter posttectónico, aflora en el cuadrante noroccidental (Macizo del Priorato) y en las proximidades de Gavá (alrededores de Barcelona). El Triásico aparece muy bien desarrollado y representado por las formaciones clásicas, que definen las facies germánica (Sierra de Prades). El Jurásico queda limitado a la parte occidental (Sierras de Llaceria y Vandellós), y el Cretácico inferior aflora en el Campo de Tarragona, prolongándose hacia el Este (Macizo de Garraf).

El Terciario, tanto en facies marina como continental, aflora en el Campo de Tarragona, Área de Valls-Reus y en el Baix Penedés, haciéndolo casi siempre a forma de relleno de fosas tectónicas, que le dan su nombre. Los depósitos cuaternarios modelan y configuran la topografía actual, llegando a veces a constituir potentes series de relleno de las fosas más recientes.

Es de destacar los deltas del Ebro y del Llobregat, no incluidos totalmente en esta Hoja, y que constituyen buenos ejemplos de la dinámica actual de los medios de transición en esta parte del litoral mediterráneo.

Estructuralmente, las alineaciones corresponden a la Cordillera Costero Catalana, excepto al extremo sur-occidental, donde afloran una serie de pliegues y cabalgamientos que corresponde a la llamada zona de enlace (pliegues y cabalgamientos de Portalrubio-Vandellós), entre esta unidad y la Cordillera Ibérica, presente en la vecina Hoja de Tortosa.

Desde el punto de vista geográfico, la presente Hoja abarca parte de las provincias de Tarragona y Barcelona. Es de destacar una fuerte orografía en el cuadrante nor-occidental (Priorato y Prades), que contrasta con todo el litoral mediterráneo, de características fisiográficas y climáticas típicas de estas áreas. La red fluvial aparece representada por una serie de arterias limitada por las desembocaduras del Ebro y Llobregat. También son frecuentes numerosos cursos de carácter intermitente tipo rambla, que terminan de definir la red fluvial.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. PALEOZOICO

Los terrenos paleozoicos se distribuyen en la Hoja en dos áreas bastante alejadas entre sí y formadas además por materiales de edad diferente.

Una de estas áreas paleozoicas se encuentra en la parte occidental de la Hoja y consiste esencialmente en terrenos carboníferos. Se trata del gran manchón carbonífero del Priorat, que se extiende por toda la parte periférica de las Muntanyes de Prades, hasta la Sierra de Miramar. La mayor parte de esta mancha queda comprendida dentro de la presente Hoja, aunque los extremos N y W de la misma penetran en las Hojas vecinas de Hospitalet y Tortosa respectivamente.

La otra área paleozoica, de dimensiones mucho menores, se encuentra en la parte oriental de la Hoja y corresponde al extremo S del área paleozoica de los alrededores de Barcelona. Los materiales que afloran en este área, en contraste con los de la anterior, son esencialmente pre-carboníferos. El Carbonífero queda limitado a unos pocos afloramientos de pequeñísimas dimensiones.

En todo el ámbito de las Cadenas Costeras Catalanas pueden distinguirse dos conjuntos en la serie paleozoica, separadas por una discordancia o una discontinuidad. Estas dos partes tienen además un significado geotectónico diferente (JULIVERT & MARTINEZ, 1980). Por una parte pueden agruparse los materiales pre-Carboníferos, que constituyen una serie preorogénica, y por otra, el Carbonífero, formado, excepto en sus niveles más basales, por una serie terrígena de facies Culm; es decir, por una serie sinorogénica (=flysch).

Por lo que a los materiales precarboníferos se refiere, dentro de la Hoja se encuentran representados principalmente el Silúrico y el Devónico. Esos materiales, aunque afloran en pequeña extensión, se reconocen lo suficientemente bien como para poder establecerse una cierta sucesión estratigráfica. Los materiales pre-silúricos ocupan en cambio una extensión muy reducida.

En la serie silúrico-devónica se pueden distinguir tres partes, que de abajo a arriba son:

- 1 Pizarras negras, ricas en graptolites (Llandovery-Wenlock-Ludlow?).

- 2 Calizas nodulosas en bancos gruesos (Pridoliense).
- 3 Serie de calizas margas y pizarras alternantes (Devónico).

2.1.1. Pizarras grauwackas y cuarcitas (5). Ordovícico.

Los materiales más antiguos que el Silúrico afloran en muy poca extensión al NE de la franja que se extiende al E de Gava. Se trata de pizarras gris-verdosas, de edad incierta. Dada la poca representatividad en que afloran los materiales pre-silúricos, en la Hoja no se va a tratar de ellos más extensamente.

2.1.2. Pizarras negras y lítitas (6).

La mayor parte del Silúrico está formado por pizarras negras, bastante ricas en graptolites, con niveles de lítitas y capas delgadas de cuarcitas. Las lítitas son particularmente abundantes en la parte baja y corresponden al Llandovery, mientras que las capas de cuarcita se encuentran intercaladas con pizarras que han dado una edad Wenlock. El Ludlow está mal caracterizado en todas las Cadenas Costeras Catalanas. Aunque algo tectonizada, una buena sucesión del Silúrico-Devónico de la Hoja puede observarse en el Km. 4 de la carretera de Gava a Begas, en una curva abandonada por la nueva rectificación de la carretera y a lo largo del camino que en dirección E parte de la citada curva. En esta localidad los niveles de lítitas del Llandovery están muy bien representados, así como el Pridoliense (algo reducido) y el Devónico. El Wenlock-Ludlow (?) están bastante laminados y se reconocen mal.

2.1.3. Calizas nodulosas, margas y pizarras (7). Silúrico sup-devónico.

2.1.3.1. Las calizas nodulosas pridienses

Por encima de las pizarras negras silúricas se encuentran unas calizas nodulosas, en bancos gruesos, de color gris o amarillento y con abundantes Orthoceratidos. Estas calizas, en Sta. Creu d'Olorde han dado una fauna de edad Pridoliense (WALLISER, 1964). El espesor en Sta. Creu es de unos 30-40 m. Dentro de la presente Hoja este nivel aflora a lo largo de la carretera de Gava a Bruges, en varios puntos entre Gava y el Km. 4.

2.1.3.2. Margas y pizarras Devónicas

El corte patrón del Devónico de todo el área paleozoica de los alrededores de Barcelona es el de Sta. Creu d'Olorde, en la vecina hoja de Hospitalet. En la citada localidad, pueden reconocerse los siguientes niveles de arriba abajo:

- 4 Pizarras verdes: 5-8 m.
- 3 Margas grises o verdosas con niveles rojizos y nódulos calcáreos: 5-6 m.
- 2 Calizas en capas de 10 a 20 cm. de espesor alternando con niveles de pizarras rojas: 5-8 m.
- 1 Pizarras negras y rosadas conteniendo **Monograptus hercynicus** Per-

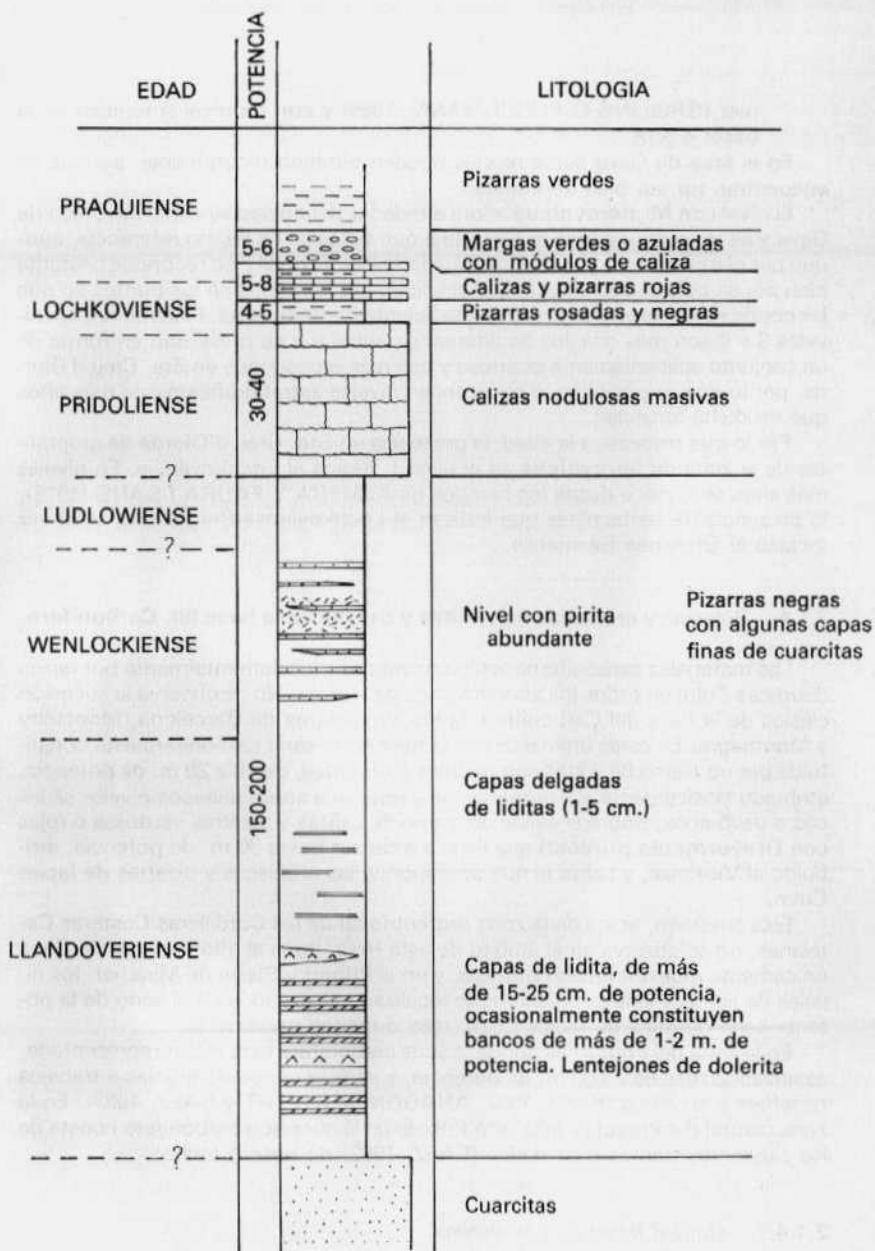


Fig. 1.—Sucesión estratigráfica compuesta de los materiales paedomoicos de la zona de Sta. Creu d'Olorde (Macizo del Tibidabo).

mer (GREILING & PUSCHMANN, 1965) y con un nivel limonítico en la base: 4-5 m.

En el área de Gava estos niveles pueden también reconocerse, aunque se encuentran no tan bien aflorantes.

El nivel con **M. hercynicus** aflora alrededor del núcleo sinclinal devónico de Gava y se le reconoce bien en el corte a que antes se ha hecho referencia, aunque por el momento no ha proporcionado fauna. El nivel 2 se reconoce bastante bien por su color rojizo en el citado sinclinal, por lo menos en los puntos en que las condiciones de afloramiento son suficientemente buenas. Finalmente, los niveles 3 y 4 son más difíciles de diferenciar entre sí y se presentan en forma de un conjunto eminentemente pizarroso y con más espesor que en Sta. Creu d'Olorde, por lo que es posible que se alcancen niveles estratigráficamente más altos que en dicha localidad.

Por lo que respecta a la edad, la presencia en Sta. Creu d'Olorde de graptolites de la zona de **hercynicus** en el nivel 1, indica el Lochkoviense. En niveles más altos se conoce desde los tiempos de ALMERA Y FAURA I SANS (1918), la presencia de tentaculites que indican el Lochkoviense-Praguiense, y tal vez incluso el Eifeliense-Givetiano.

2.1.4. Pizarras y areniscas con lítitas y calizas en la base (8). Carbonífero.

Los materiales carboníferos están constituidos fundamentalmente por facies detriticas Culm en todos los afloramientos de la Hoja. No se observa la sucesión clásica de la base del Carbonífero de los alrededores de Barcelona, Montseny y Montnegre. En estas últimas zonas la base de la serie carbonífera está constituida por un tramo de lítitas con nódulos fosfatados, de 10 a 20 m. de potencia, atribuido clásicamente al Tournaisiense y que yace sobre diversos niveles silúricos o devónicos. Sobre él existe un tramo de calizas y pizarras verdosas o rojas con **Drevermania pruvosti** que llega a alcanzar hasta 30 m. de potencia, atribuido al Viseense, y sobre el que se disponen las areniscas y pizarras de facies Culm.

Esta sucesión, típica de la zona septentrional de las Cordilleras Costeras Catalanas, no se observa en el ámbito de esta Hoja, pues el afloramiento de Gavá únicamente muestra facies detriticas, y en el Priorat y Sierra de Miramar, los niveles de lítitas y calizas presentes se localizan intercalados en el seno de la potente serie detritica de facies Culm, más o menos preservada.

En la zona del Priorat, es donde la serie carbonífera está mejor representada, alcanzando más de 2.000 m. de potencia, y es más conocida gracias a trabajos recientes y en curso (SAEZ, 1982; ANADON, JULIVERT y SAEZ, 1983). En la zona central del Priorat (Vilella Alta-Poboleda) la sucesión carbonífera consta de los siguientes tramos o unidades (SAEZ, 1982) de base a techo:

2.1.4.1. Unidad basal de Les Vilelles

Constituida por unos 250 m., de tramos de lítitas y tramos de pizarras y cuarцитas que afloran en el núcleo del anticlinal de Vilella Alta-Porrora y en el de Les

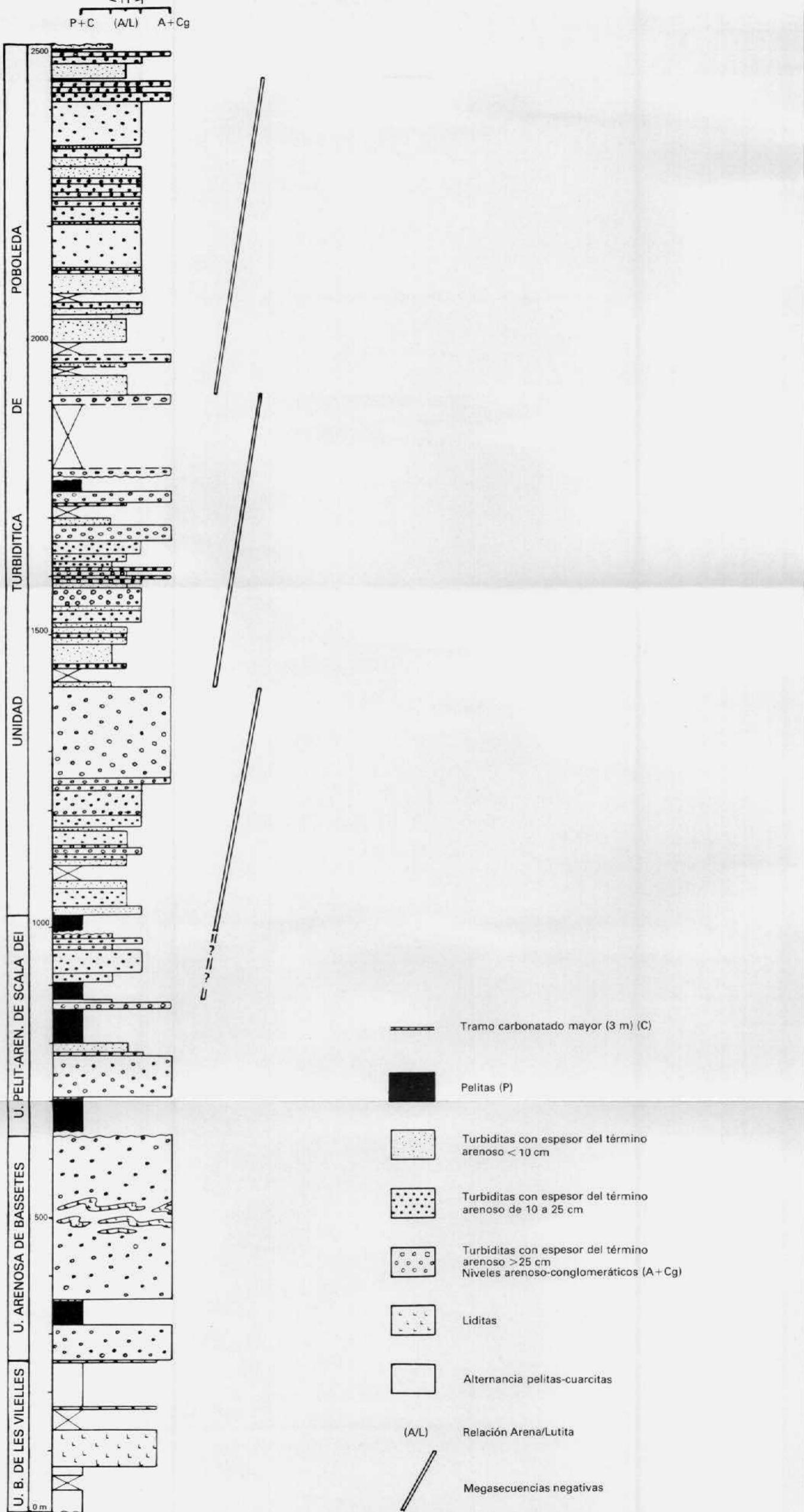


Fig. 2.—Serie estratigráfica general de la parte central del Priorat.

Irles, apareciendo sus materiales muy deformados. Las lítitas se presentan en tramos de 2 a 20 m. de potencia, con pliegues, desarmonías y aboudinamientos espectaculares que, en parte, pudieran tener origen sedimentario (SCHERER, 1969), están estratificadas en capas de 2 a 14 cm. con bandeados intenso de color negro, pardo, gris o verdoso. No se han observado nódulos fosfatados. Los tramos de alternancia de pizarras y cuarcitas se presentan en espesores decimétricos, constan de capas de hasta 10 cm. de pizarras negras, grises y amarillentas y cuarcitas grisáceas con laminación ripple. En el seno de esta unidad COLODRON et al. (1979) citan, en las cercanías de Vilella Alta, una microflora atribuible al Devónico medio-superior (Eifeliense a Fameniense) sin precisar la localización. Los niveles más altos de esta unidad probablemente representan el Tournaisiense.

2.1.4.2. Unidad arenosa de Bassetes

Constituida por unos 400 m. de areniscas con escasas intercalaciones de lítitas, calizas y pizarras. Las areniscas, a veces microconglomeráticas, se presentan en niveles métricos con bases erosivas y frecuentemente muestran granoclasicación hacia el techo de las capas, donde a veces se observa que soportan niveles de pizarras. En muchos casos los niveles de areniscas se amalgaman. Intercaladas entre las areniscas se presentan lítitas a veces asociadas a vulcanitas, en forma de masas o niveles estratiformes internamente replegados. Los niveles de calizas alcanzan hasta 3 m. de potencia, y un nivel de la parte inferior de la unidad ha proporcionado una fauna de conodontos constituida por:

- *Gnathodus bilineatus bilineatus*
- *Paragnathodus commutatus*
- *Hindeodella* sp.

esta fauna corresponde a la zona de ***G. bilineatus bilineatus***, y puede atribuirse a un Viseense medio o superior. (Determinación de J.R. Menéndez, Universidad de Oviedo).

2.1.4.3. Unidad pelítico-arenosa de *Scala Dei*

Su espesor aproximado es de unos 380 m. y consta de un tramo inferior de pizarras con hiladas arenosas intercaladas (65 m.) que en el techo presentan niveles de calizas con ***Posidonomyia***, y conodontos: ***Gnathodus commutatus***, ***G. homopunctatus*** y ***G. bilineatus bollandensis***, correspondiendo a la zona de ***G. bilineatus bollandensis***, atribuible al límite Viseense-Namuriense o al Namuriense A inferior. Sobre estos niveles de calizas yace un tramo intermedio, arenoso, de unos 70 m. de potencia que está constituido por niveles métricos de areniscas masivas con base erosiva y granoclasicación (arena gruesa o muy gruesa en la base de las capas, y fina o muy fina a techo). Si el techo llega a ser de arena fina, suele presentar laminación ripple o paralela. Sobre este tramo arenoso yace una sucesión de unos 240 m. de potencia de alternancia de facies pelíticas y turbidíticas en la que se intercalan niveles arenosos de más de 1 m. de espesor, de base erosiva irregular. Las turbiditas muestran secuencias de Bouma de tipo Tce.

2.1.4.4. Unidad turbidítica de Poboleda

Su potencia aproximada, entre los km. 3 y 8 de la carretera de la Venta del Pubill a Scala Dei, es de unos 1.500 m. Está esencialmente constituida por areniscas y pizarras en alternancia apretada, de origen turbidítico, aunque destacan tres tramos esencialmente arenosos de unos 150 m., de espesor intercalados en la serie turbidítica, constituyendo tres megasecuencias negativas de varios centenares de metros. Cada megasecuencia muestra en la parte inferior un ordenamiento interno en secuencias negativas y alguna positiva de orden menor; la parte superior de cada megasecuencia la constituye un tramo arenoso-conglomerático de hasta 150 m. de espesor constituido por niveles granodecrecientes de areniscas y conglomerados. La edad de esta unidad, al yacer sobre la unidad pelítico arenosa de Scala Dei debe corresponder al Namuriense, sin excluir la posibilidad de que niveles altos de la misma representen ya al Westfaliense.

La sucesión carbonífera del Priorat central muestra el paso de depósitos de ambientes pelágicos y de fondo marino (Unidad basal de les Vilelles) a depósitos caóticos de base de talud (Unidad arenosa de Bassetes) y finalmente a un sistema de abanicos submarinos, en el que se registra la progradación de tres lóbulos, con aportes procedentes del Norte (Unidad turbidítica de Poboleda y Unidad de Scala Dei).

La falta de niveles guía impide, en muchos casos, efectuar una correlación entre la serie de la zona central del Priorat y las sucesiones observadas en otros puntos. No obstante, en el ámbito de la Hoja, puede mencionarse que en la zona de Ulldeholms afloran materiales correlacionables con la unidad pelítico-arenosa de Scala Dei y base de la unidad turbidítica de Poboleda.

En la parte S de la Sierra de Miramar el Carbonífero está constituido esencialmente por facies detríticas Culm con escasas intercalaciones de calizas (JULIVERT, 1955). Recientemente STATTEGGER (1980) cita, procedente de un tramo de calizas de las cercanías de Picamoixons, una fauna de conodontos correspondientes a las zonas de **anchoralis** y de **typicus**, atribuibles al Viseense inferior.

2.2. TRIASICO

En esta Hoja, los materiales triásicos afloran en varias unidades morfoestructurales de los Catalánides: Garraf, Alt Gaià, Baix Gaià, Serra de Miramar, Serra de Prades y Llaberia (ANADON et al., 1979).

A grandes rasgos (VIRGILI, 1958; VIRGILI et al., 1977 a), el Triás de los Catalánides se caracteriza por una litofacies germánica-Bundtsandstein (terrígено), Muschelkalk inferior (carbonatado), Muschelkalk medio (terrígено y evaporítico), Muschelkalk superior (carbonatado) y Keuper (terrígeno y evaporítico) mientras que la biofacies denota importantes influencias alpinas, aunque existen algunas especies típicas y exclusivas de este área: algunos *Protrachyceras* y *Paraceratites* (VIRGILI, 1958) y diversas especies de Conodontos (HIRSCH, 1972). La Fig. 3, resume la subdivisión lito y cronoestratigráfica que corrientemente viene aceptándose para el Triás de los Catalánides. Para VIRGILI et al., (1977a) dicho Triás, junto a los de Valencia y Castellón, formarían parte del dominio del «Triás

(Segun VIRGILI et al. 1977)

ANISIENSE MÉDIO	ANISIENSE SUPERIOR	LADINIENSE INFERIOR	LADINIENSE INFERIOR	KARNIENSE	"K"
				M3D	
				M3E-C	
				M3A	
			M-2		
				M1B-D	
				M1A	

(Según HIRSCH 1977)

SUBDIVISION Y EDAD DEL TRIÁSICO DE LOS CATALANIDES

Fig. 3

Mediterráneo». Este agruparía las facies con mayor influencia marina del «Triásico germánico» peninsular.

La extensa bibliografía existente sobre el Triás de los Catalánides ha sido sintetizada por VIRGILI (1958) y por VIRGILI y ESTEBAN (1977). Por lo que se refiere a la Hoja de Tarragona desde esta última cita hasta la actualidad pueden mencionarse los trabajos de: CABANEROS y MASRIERA (1977), ESTEBAN et al. (1977), GARRIDO y VILLENA (1977), HIRSCH (1977), ORTI y BAYO (1977), VIA et al. (1977), VIRGILI et al., (1977a, 1977b), ANADON et al. (1979), MARZO (1980).

2.2.1. Conglomerados, areniscas y lutitas rojas a techo. (9) Facies Buntsandstein

De acuerdo con los datos de MARZO (1980), el Buntsandstein de los Catalánides puede considerarse integrado por 6 tipos de unidades genéticas o asociaciones de facies:

- A) «Brechas basales». Incluye una amplia gama de depósitos coluvionares, de geometría marcadamente lenticular y de escasa potencia, que se disponen fosilizando pequeñas irregularidades topográficas del zócalo y por debajo de los primeros sedimentos fluviales. Estos coluviones están formados por los materiales residuales generados durante una intensa etapa de alteración climática, responsable de la rubefacción del zócalo paleozoico y que se desarrolló en algún momento (o durante la totalidad) del periodo predominantemente erosivo comprendido entre el plegamiento hercínico y el inicio de la sedimentación de la facies Buntsandstein (Triás inferior). Por tanto, a estos materiales se les puede atribuir, provisionalmente, una edad permotriásica.
- B) «Conglomerados». Integrada por depósitos de cursos de morfología trenzada, los cuales presentaban una gran movilidad lateral y una carga tractiva esencialmente formada por grava. Probablemente, esta asociación caracterizaba las partes más proximales de amplias llanuras formadas por la migración y/o coalescencia lateral de uno o varios sistemas fluviales, mientras que las asociaciones C, D y E ocuparían posiciones progresivamente más distales.
- C) «Conglomerados y areniscas - Areniscas conglomeráticas». Formada por depósitos de cursos fluviales con una morfología análoga a la de los anteriores, en los que sin embargo la grava constituiría una fracción menos importante de la carga tractiva (10-25%).
- D) «Areniscas». Incluye los depósitos de cursos fluviales trenzados, con una carga tractiva esencialmente arenosa, una gran movilidad lateral y un régimen de caudal marcadamente episódico.
- E) «Areniscas y lutitas». Constituida por depósitos de cursos fluviales de siuosidad moderada a alta, en ocasiones claramente meandriformes. Los materiales lutíticos de llanura de inundación intercalan frecuentes paleosuelos de tipo «caliche».
- F) «Lutitas, carbonatos y evaporitas superiores». Integrada por los depósitos de amplias llanuras fangosas y de sabkhas costeras. Equivale a la «facies Röt» de otros autores y a las «arcillas límite» de VIRGILI (1958).

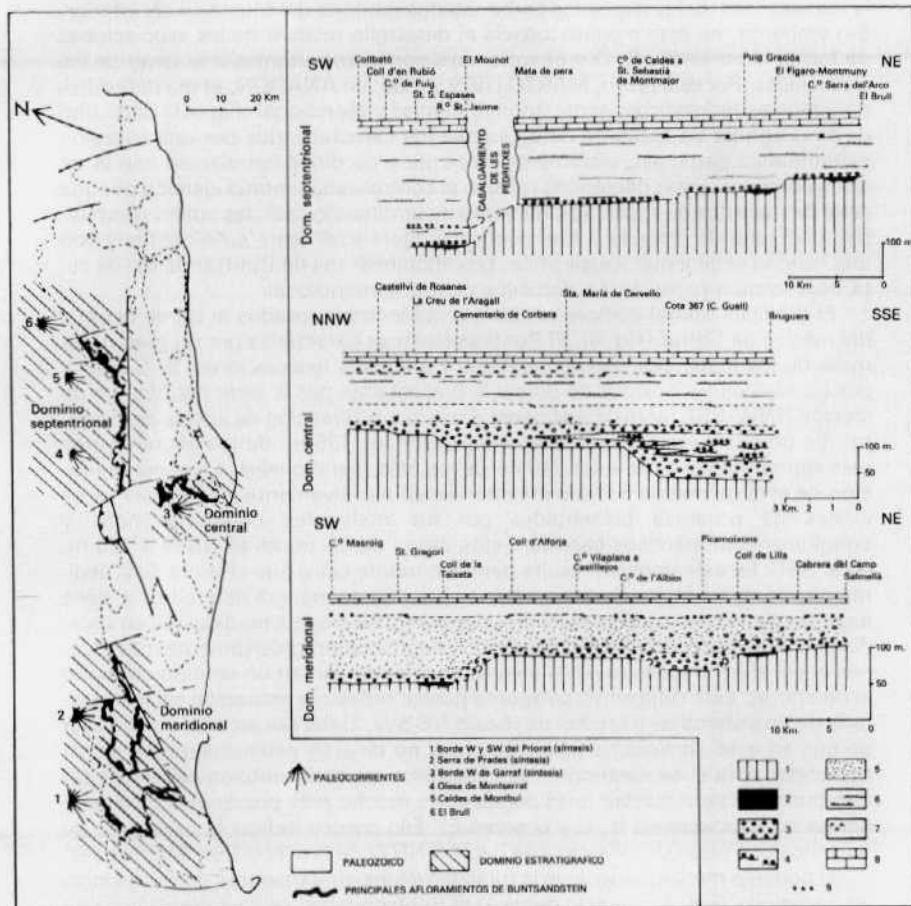


Fig. 4.—Dominios estratigráficos de la facies buntsandstein en los Catalánides. Leyenda de los perfiles 1. Paleozoico; 2. Brechas basales; 3. Conglomerados; 4. Conglomerados y areniscas; 5. Areniscas; 6. Areniscas y lutitas; 7. Complejo lutítico-carbonático superior; 8. Muschelkalk inferior; 9. Paleosuelos condensados.

En general, estas asociaciones se superponen verticalmente constituyendo una clara megasecuencia granodecreciente, interpretable como resultado de una tendencia retrogradante de los sistemas fluviales, posiblemente inducida por un paulatino amortiguamiento de los relieves del área fuente y que culminará con la transgresión de los depósitos carbonatados marinos del Muschelkalk inferior. Sin embargo, en esta megasecuencia el desarrollo relativo de las asociaciones de facies fluviales (B, C, D y E) sufre variaciones importantes a lo largo de los Catalánides. Por esta razón, MARZO (1979 y 1980, en ANADON, et al.) define tres dominios estratigráficos: septentrional, central y meridional (Fig. 4). Cada uno de ellos agrupa un conjunto de afloramientos caracterizados por una sucesión estratigráfica particular, claramente diferente y de difícil correlación con la de otros dominios. Estas diferencias reflejan el control sedimentario ejercido por una serie de fracturas de zócalo (probablemente tardihercínicas), las cuales delimitaban una serie de bloques o «subcuencas» diferencialmente subsidentes y con una historia sedimentaria específica. Los afloramientos de Buntsandstein de esta hoja forman parte de los dominios central y meridional.

El dominio central comprende los afloramientos adosados al borde oriental del macizo de Garraf (Fig. 4). El Buntsandstein se caracteriza por un gran desarrollo de los materiales conglomeráticos y arenosos (asociaciones B, C y D) y por las rápidas variaciones de potencia presentadas por la serie detrítica en dirección NNW-SSE (aproximadamente paralela a la dirección de aporte dominante). La potencia varía escalonadamente desde los 135 m. de los afloramientos más septentrionales hasta los 240 m. de los más meridionales. En la configuración de esta geometría escalonada intervienen decisivamente las bruscas variaciones de potencia presentadas por los materiales conglomeráticos y conglomerático-arenosos basales; estos pasan de 15 m. en el NNW a 110 m. en el SSE. En este dominio resulta particularmente claro que el inicio de la sedimentación de las facies Buntsandstein se produjo de manera heterocrona: tiene lugar mediante una serie de episodios deposicionales que a medida que se sucedían en el tiempo, recubrían el zócalo con depósitos progresivamente más jóvenes hacia el N, ampliando así el área de sedimentación en un sentido contrario al de aporte. Este dispositivo solapante parece reflejar la actuación sinsedimentaria de un sistema de fracturas de zócalo NE-SW. Debe remarcarse que a pesar de que en este dominio las paleocorrientes no difieren ostensiblemente de las deducidas para el septentrional, las características sedimentológicas de las facies buntsandstein revelan unas condiciones mucho más proximales (predominio de las asociaciones B, C y D sobre E). Ello parece indicar la existencia de un «alto» que podría localizarse más hacia el NNW de la actual fosa del Penedés.

El dominio meridional incluye la totalidad de los afloramientos de la Provincia de Tarragona (Fig. 4). En este dominio el Buntsandstein se caracteriza por una composición esencialmente arenosa (asociación D) y por una potencia que varía desde los 60 m en la transversal de la falla de El Pont d'Armentera, a los 120 m de la Unidad de Llaceria. Las paleocorrientes dibujan un amplio abanico con una procedencia variable entre NE y NW y con una dirección de aporte dominante entre NNW-SSE y NW-SE. En una dirección SW-NE las variaciones de potencia de la facies Buntsandstein perfilan dos áreas deprimidas que alternan con dos áreas ligeramente más «altas»: el área deprimida de la U. de Llaceria, separada del «alto» de la Sierra de Prades por la linea de fractura de Alforja, y

la zona deprimida coincidente con la falla del Francolí, que se sitúa entre el «alto» de Prades y el de la Sierra de Miramar; este último queda limitado al NE por la falla de El Pont d'Armentera.

En una dirección perpendicular a la anterior (NW-SE), el Buntsandstein de cada una de estas áreas no parece sufrir variaciones importantes de potencia, aunque en la Sierra de Prades el carácter detritico de la serie se acentúa ligeramente hacia el NW. Asimismo, en las Sierras de Miramar y de Prades, el Buntsandstein presenta un carácter ligeramente más conglomerático que en la Unidad de Llaberia. En líneas generales las tendencias sedimentológicas parecen indicar la existencia de un «alto sedimentario» situado al NW del Priorat. La existencia de este «alto» había sido indicada con anterioridad por CASTILLO HERRADOR (1974) y GARRIDO y VILLENA (1977).

Una particularidad del Buntsandstein del dominio meridional es que los materiales de la asociación F («Lutitas, carbonatos y evaporitas superiores») reposan directamente sobre los materiales arenosos de la asociación D, previa intercalación de un nivel de paleosuelos condensados que atestigua una importante interrupción sedimentaria. Este hecho, se interpreta como resultado de que la asociación F forma ya parte del dispositivo transgresivo que culminará con la deposición de los carbonatos marinos del Muschelkalk inferior, de forma que dicha asociación puede «onlapar» depósitos fluviales relativamente proximales.

2.2.2. Calizas y dolomías. (10). Facies Muschelkalk

Los distintos afloramientos del Muschelkalk inferior pueden agruparse en cuatro grandes dominios. Estos dominios son: Septentrional, Central, Gaià-Prades y Meridional. En esta Hoja se hallan representados el Central, Gaià-Prades y Meridional.

La potencia del Muschelkalk inferior en la Hoja de Tarragona, varía de 65 a 90 metros en el Dominio Central, de 72 a 105 metros en el Dominio Gaiá-Prades, y de 90 a más de 120 metros en el Dominio Meridional. Su límite inferior se caracteriza por un paso gradual pero rápido de los niveles de la «facies Röt» a los calcáreos de la facies Muschelkalk (Complejo A). El límite superior viene representado por un cambio brusco-litológico y ambiental entre las facies carbonatadas del Muschelkalk inferior y las facies de lutitas rojas del Muschelkalk medio.

Atendiendo a criterios texturales, litológicos, faunísticos y sedimentológicos por una parte, y a la presencia de discontinuidades (superficies de erosión kárstica, **hard grounds**, superficies de erosión marina, **onlaps**, etc.), por otra, se ha dividido el Muschelkalk inferior en cuatro grandes unidades, denominadas informalmente Complejo A, Complejo B, Complejo C y Complejo D. Asimismo, algunos complejos han sido subdivididos a su vez en subunidades denominadas informalmente tramos.

Diversos autores (VILASECA, 1920; VIRGILI y JULIVERT, 1954; VIRGILI, 1964; ROBLES, 1974), han realizado estudios estratigráficos en el Muschelkalk inferior de esta Hoja. VIRGILI (1958) realiza un estudio exhaustivo del Triásico de los Catalánides, distinguiendo en el Muschelkalk inferior, cuatro grandes tra-

mos que de base a techo son: (M₁A) Nivel de *Mentzalia*, (M₁B) Nivel de *Paraceratites*, (M₁) Nivel de fucoides y (M₁) Dolomías con Diploporas. Atribuye el Muschelkalk inferior al Anisiense.

Complejo A

Constituido por una alternancia de dolomías ocres y niveles de lutitas carbonatadas. De 1 a 6 metros de potencia. Se presenta en la base del Muschelkalk inferior, en general, a lo largo de toda la Hoja. Las dolomías ocres, dolosparitas, se presentan en estratos de 20 cm a 2 m de potencia, con laminación milimétrica, plana a ligeramente ondulada en la base, la cual pasa de forma progresiva a domos estromatolíticos. A techo, se detectan grietas de desecación y *tepees*. Los niveles lutíticos, de 10 a 50 cm de potencia, alternan con las dolomías, y están constituidas por lutitas carbonatadas ocres. Estos niveles, calcáreos y lutíticos, se disponen formando secuencias de somerización interpretadas como depósitos de llanuras mareas muy someras, en aguas relativamente hiposalinas y con claras influencias terrígenas.

Complejo B

Constituido por una amplia variedad litológica, desde mudstones a rudstones, que pueden estar parcial o totalmente dolomitizados. Su potencia oscila entre 10 y 20 metros en el Dominio Central, entre 10 y 22 metros en el Dominio Gaià-Prades, y entre 10 y 15 metros en el Dominio Meridional. En esta Hoja, el Complejo B puede dividirse en tres tramos, denominados: B₁, B₂ y B₃.

Tramo B₁: Constituido esencialmente por mudstones-wackestones finamente laminados y mudstones-wackestones masivos, en general bioturbados, los cuales se sitúan en la base. Su potencia oscila entre 5 y 15 metros. La secuencia general corresponde a una secuencia de somerización tipo **muddy**. Se interpretan como depósitos de llanura marea someros en aguas relativamente salinas (la fauna es muy escasa).

Tramo B₂: Los rasgos comunes de este tramo son: 1) abundante fauna (bivalvos, gasterópodos, equinodermos, branquiópodos, foraminíferos, oncolitos, etc.) y 2) la presencia de *Mentzelia Mentzeli*. Su potencia oscila entre 4 y 18 metros. Las principales facies de este tramo son: mudstones y wackestones; wackestones y packstones bioclásticos; y packstones y grainstones oolíticos con estratificación cruzada. Estas facies se interpretan como depósitos de plataforma/rampa carbonatada.

Tramo B₃: Constituido por dolosparitas masivas de color gris oscuro y/o rojizo. Equivale a los tramos B₁ y B₂ dolomitizados.

Complejo C

Constituido por una amplia variedad litológica, desde mudstones a grainstones oolíticos, parcial o totalmente dolomitizados. Su potencia oscila entre 30 y 60 metros en el Dominio Central, entre 40 y 60 metros en el Dominio Gaià-Prades y entre 40 y 90 metros en el Dominio Meridional. En esta Hoja, atendiendo a sus características litológicas y sedimentológicas, el Complejo C, se ha dividido en tres tramos denominados: C₂, C₃ y C₄.

Tramo C₂: Constituido por mudstones grises bioturbados, con presencia de bramópodos (*Mentzelia Mentzeli*), gasterópodos, etc. Su potencia oscila entre 5 y 10 metros. En líneas generales equivale al «Nivel de Fucoides» de VIRGILI (1958). Se interpreta como sedimentos submareales.

Tramo C₃: Constituido por dolspartitas gris oscuro masivas. Su potencia oscila alrededor de 10 metros. Estos materiales corresponden a una facies diagénética, asociada al frente de dolomitización.

Tramo C₄: Constituye el tramo más desarrollado y típico del Complejo C, y está constituido por una amplia variedad litológica: desde mudstones a grainstones, total o parcialmente dolomitizados. Las principales facies son: 1) mudstones masivos y/o bioturbados; 2) wackestones y/o packstones, con peloídes, bivalvos, equinodermos, gasterópodos, etc., masivos o presentando laminación paralela y/o ondulada centimétrica, en algún caso atribuible a ripples de oscilación; 3) grainstones y/o packstones de oolitos, peloídes y fragmentos bioclasticos, con ripples de corriente y estratificación cruzada, 4) packstones de dasicladáceas. A grandes rasgos, el complejo C₄, se interpreta como un conjunto de depósitos (**lagoonal mud banks**, secuencias de somerización y secuencias **shoaling**), que quedarían enmarcados en un contexto de *lagoon* progresivamente más abierto y profundo. A techo de este complejo, se desarrollan las secuencias **shoaling (shoals oolíticos, etc.)** que quedarían enmarcados en un contexto de margen de plataforma/rampa, y constituyen los sedimentos marinos más energéticos del Muschelkalk inferior.

Complejo D

Constituido básicamente por dolmicritas de color claro, con estratificación de 10 cm a 50 cm, caracterizados por la presencia de moldes de evaporitas y laminación milimétrica paralela. Su potencia oscila entre 20 y 22 metros en el Dominio Central y en el Dominio Gaià-Prades, y entre 25 y 40 metros en el Dominio Meridional. A grandes rasgos, este complejo se ha interpretado como depósitos de ambiente sabkha, en aguas relativamente hiposalinas. A techo de este complejo se desarrollan **tepees**.

2.2.3. Lutitas rojas y yesos. (11). Facies Muschelkalk

La presencia de una intercalación roja, detritica y evaporítica, en el seno de las facies carbonatadas del Muschelkalk es un hecho constante a lo largo de los Catalánides (VIRGILI, 1958). Aunque, a grandes rasgos, su constitución litológica y edad es conocida (Fig. 3), la escasez de trabajos monográficos (ORTI y BAYO, 1977; CABANEROS y MIRASIERRA, 1977) y la mala calidad de sus afloramientos, condicionan que el nivel de conocimientos actuales sobre este «tramo rojo intermedio» o Muschelkalk medio sea muy limitado.

Con una potencia variable entre 50 y 100 m, puede subdividirse en tres tramos gradualmente superpuestos y sin límites precisos:

- 1) *Tramo basal* (1-5 m): Constituido por una alternancia de lutitas carbonatadas versicolores (amarillentas, ocres, grises, verdosas y rojas) entre las que se intercalan: niveles de carniolas y brechas, horizontales de dolmicritas la-

minadas y nivelillos ondulados de dolmicritas masivas. En general, estos materiales reposan sobre las facies que constituyen el techo del tramo D del Muschelkalk inferior (dolmicritas laminadas atribuibles a «caliches» y dolmicritas con **tepees**). Este tramo se interpreta como depósitos de llanuras fangosas inter a supralitorales, evaporíticas. En este contexto los niveles de dolmicritas laminadas son asimilables a **algal mats**, mientras que algunos niveles de carniolas y brechas pueden atribuirse a colapso-brechas.

En la región de Vandellós, donde en el contacto Muschelkalk inferior-medio se localiza un sill de ofitas, este tramo basal no ha sido reconocido.

- 2) *Tramo medio* (20-40 m): Esencialmente formado por lutitas rojas, entre las que se intercalan niveles de areniscas y/o evaporitas. Las evaporitas consisten en: 1) yesos laminares alternantes con nivelillos milimétricos de carbonatos y lutitas grises, 2) yesos nodulares de color blanco-rosado que en ocasiones forman niveles enterolíticos y 3) vetillas de yeso fibroso secundario. El conjunto se interpreta como depósitos de llanuras lutíticas, más o menos cercanas a la línea de costa en las que tendrían lugar procesos de crecimiento intersticial de evaporitas y en las que ocasionalmente se instalarían láminas de agua semipermanentes o «sabkhas».
- 3) *Tramo superior* (1-15 m): De características muy semejantes al tramo basal, aunque en este tramo predominan las lutitas de colores grisáceos, amarillentos y verdosos, y los niveles de dolmicritas, carniolas y brechas son más abundantes, sobre todo en las cercanías del contacto con el Muschelkalk superior. Este contacto puede considerarse gradual. En algunos lugares de la Sierra de Prades, los tramos medio y superior están separados por un nivel carbonatado (1-1,5 m) formado por oolitos en la base y brechas hacia el techo. La interpretación sedimentológica de este tramo es análoga a la del tramo basal.

En resumen puede concluirse que el Muschelkalk medio representa una importante fase regresiva, intercalada en el seno de la sedimentación marina carbonatada del Muschelkalk. A juzgar por su constancia a lo largo de los Catalánides esta fase puede relacionarse con una pulsación tectónica que reactivaría los relieves del zócalo y originaría la emersión de la plataforma-rampa del Muschelkalk inferior.

2.2.4. Calizas, dolomías y margas (12). Muschelkalk

Los distintos afloramientos del Muschelkalk superior de los Catalánides pueden agruparse en cinco grandes dominios. Estos dominios son: Septentrional, Central, Gaià, Prades y Meridional. Estos dominios son los mismos citados para el Muschelkalk inferior, excepto en el caso del dominio Gaià-Prades que en el Muschelkalk superior queda dividido en el dominio del Gaià y en el dominio de Prades. En la presente Hoja, solamente se hallan representados los dominios Central, Gaià, Prades y Meridional.

La potencia del Muschelkalk superior en la Hoja de Tarragona, varía de 80 a 110 metros en el Dominio de Gaià, de 100 a 140 metros en el Dominio de Prades, y de 105 a más de 160 metros en el Dominio Meridional. El límite inferior está representado por un cambio brusco de litologías o por un paso gradual pero

muy rápido entre las facies lutíticas del Muschelkalk medio a las facies calcáreas del Muschelkalk superior. El límite superior viene representado por un cambio gradual y progresivo de las facies del Muschelkalk a las facies Keuper (ESTEBAN et al., 1977; ANADON et al., 1979).

Atendiendo a criterios texturales, litológicos, geométricos, faunísticos y sedimentológicos por una parte, y por otra a la presencia de **hardgrounds** y niveles de acumulación de Ammonites, se ha dividido el Muschelkalk superior en seis complejos, denominados: A, B, C, D, E y F.

Diversos autores (VIALSECA, 1920; VIRGILI y JULIVERT, 1954; VIRGILI, 1964; ROBLES, 1974; ORTI y BAYO, 1977) han realizado estudios estratigráficos en el Muschelkalk superior de esta Hoja. VIRGILI (1958) distingue en el Muschelkalk superior cuatro grandes tramos, que de base a techo son: (M_3A) Dolomía basal; (M_3B) Nivel de *Daonella*; (M_3C) Nivel de *Protrachyceras*, poco potente y constituido por calizas margosas; (M_3D) Nivel de *Casianella*, dolomítico. Atribuye al Muschelkalk superior una edad Ladinense.

HIRSCH (1966) describe una fauna de conodontos del Muschelkalk superior – horizonte M_3B de VIRGILI – en el sur de Tarragona, atribuyendo este nivel al Ladinense medio. VIA y VILLALTA (1975), VIA et al., (1977) describen la fauna de las facies de Pedra d'Alcover (Complejo D). ESTEBAN et al., (1977) analizan en detalle la litología y sedimentología de las facies de arrecifes y de la Pedra d'Alcover en el área de Alcover-Montral (Serra de Prades). Relacionan ambas facies con la actividad inicial de la fractura del Francolí.

Complejo A

Constituido por un amplio espectro de litologías, desde mudstones grainstones a brechas, parcial o totalmente dolomitizadas. Su potencia oscila entre 6 y 17 metros. Las principales facies son: 1) mudstones bioturbados; 2) mudstones-wackestones finalmente laminados, con presencia de grietas de desecación y moldes de evaporitas; 3) wackestones y packstones oolíticos y/o bioclásticos, con ripples de oscilación y de corriente, estructuras **flaser** y **linsen**, etc.; 4) grainstones oolíticos en cuerpos lenticulares con base erosiva y estructuras **herringbone**. El conjunto de facies del complejo A corresponden a depósitos de una llanura mareal carbonatada, con secuencias tidalíticas de somerización, tipo **muddy**, y secuencias **granodecrescentes** interpretadas como depósitos de canal mareal.

Complejo B

Constituido por una amplia variedad de facies: lutitas ocres, y mudstones-grainstones, parcial o totalmente dolomitizadas. Las potencias del complejo B varía entre 18 y 46 metros. Las principales facies son: 1) lutitas ocres; 2) alternancia de lutitas (1 a 8 cm) y mudstones wackestones (2 a 10 cm), con **Daonella**, filamentos, etc.; 3) mudstones-wackestones grises bioturbados; 4) wackestones-packstones con foraminíferos, equinodermos, bivalvos, etc.; 5) grainstones y/o packstones oolíticos y/o bioclásticos, con estratificación cruzada. Los materiales del complejo B están organizados en secuencias de somerización interpretadas como depósitos de **mud mounds** (enmarcados en un contexto de *lagoon*) o en secuencias **shoaling**, interpretadas como un conjunto de ba-

rras oolíticas enmarcadas en el margen de una plataforma/rampa. Localmente existen depósitos asimilables a deltas de marea.

Complejo C

Este complejo está constituido con facies bioconstruidas; arrecifes. Se desarrolla preferentemente en el sector septentrional de la Sierra de Prades. El complejo C se sitúa directamente sobre los materiales del Complejo B. La base de los arrecifes es claramente positiva. Para ESTEBAN et al. (1977) los biohermes pueden alcanzar 30-40 m de altura y varios centenares de metros de longitud.

El armazón arrecifal, de difícil estudio a causa de la dolomitización, está constituido por una amplia variedad litológica, que sería causa directa de una amplia variedad e intensidad de las distintas funciones sedimentológicas. Entre los organismos constructores-aglutinantes destacan los estromatopóridos, en general masivos o ramificados, los cuales pueden alcanzar casi 80 cm de altura; organismos con textura laminada, masivos y decimétricos, los cuales pueden corresponder a *Archaeolithoporella?* (ESTEBAN et al., 1977), u otras algas primitivas como *Diploria annulata*. Como organismos constructores aglutinantes secundarios destacan hidrozoos, esponjas, foraminíferos, corales, etc. De acuerdo con ESTEBAN et al. (1977) los arrecifes de la Serra de Prades no constituyen un sistema arrecifal típico, sino que forman un campo de relieves positivos.

Complejo D

Constituido por dolmicritas de color ocre-amarillento, tableadas (de 4 a 10 cm) y finalmente laminadas, conocidas popularmente como Pedra d'Alcover. Se desarrolla preferentemente en el sector septentrional de la Serra de Prades, llenando las depresiones inter-arrecifales. En las áreas donde no se desarrollan los biohermes, la Pedra d'Alcover está directamente encima del complejo B. Este contacto se realiza mediante una importante superficie de ferruginización. La potencia de la Pedra d'Alcover es muy variable, desde no existir a techo de los biohermes hasta alcanzar de 30 a 40 metros en las zonas inter-biohermales. Hacia techo pasa progresivamente al conjunto de facies que constituyen el complejo F.

Según ESTEBAN et al. (1977), la formación de la Pedra d'Alcover es posterior al desarrollo de los biohermes, la cual se depositaría en las depresiones preexistentes entre ellos. Para estos autores, la Pedra d'Alcover se depositó en una cuenca profunda, tranquila y anoxobiótica, afectada por esporádicas corrientes (posiblemente de densidad).

Complejo E

Constituido por lutitas, alternancia de niveles lutíticos y calcáreos, mudstones, wackestones, packstones, parcial o totalmente dolomitizadas. Su potencia oscila entre 30 y 60 metros. Los caracteres litológicos y faunísticos que caracterizan el complejo E son: 1) la presencia de un tramo de alternancia lutítico-calcárea; 2) la presencia de un nivel de acumulación de *Ceratites* en la base del complejo. Presenta su mayor desarrollo en el dominio Meridional. Las facies de alternancia

de este complejo serían los equivalentes laterales de la Pedra d'Alcover (complejo D). El límite inferior de este complejo viene marcado por un **hard ground** que lo separa del complejo B, y que es claramente observable a lo largo del dominio Meridional, asociado a un nivel de concentración de *Ceratites* (ANADON et al, 1979). El límite superior de este complejo es difícil de precisar, ya que las facies superiores del complejo E pasan progresivamente a las facies del complejo F.

Las secuencias de facies observables en el complejo E son las siguientes: la base constituida por lutitas (las cuales pueden estar ausentes), un segundo nivel constituido por una alternancia lutítico-calcárea, con una potencia de pocos metros hasta 15-20 metros. Este nivel pasa progresivamente a facies de mudstones, wackestones y packstones. La potencia de estas secuencias varía de 10 a 20-30 metros. Secuencias de este estilo, granodecrescentes y de somerización, nos indicarían un relleno progresivo de la cuenca. El nivel lutítico representaría los niveles más distales de la cuenca, enmarcados en un contexto de **offshore**. El tramo constituido por la alternancia lutítico-calcárea, presenta los rasgos típicos de tempestitas en el que los depósitos calcáreos representan los depósitos de buen tiempo. El nivel de tempestitas quedaría enmarcado entre el nivel de tormentas y el nivel de base del oleaje normal. Los tramos constituidos por mudstones a packstones representan los depósitos de progresiva somerización de la cuenca, y quedarían enmarcados por encima del nivel normal de oleaje.

Complejo F

Constituído por una amplia variedad litológica: lutitas, alternancia de lutitas y tramos calcáreos, dolomias margosas, mudstones-wackestones, grainstones oolíticos, brechas, etc. En general oscila entre 30 y 60 metros. Las facies de este complejo representan los depósitos de progresiva somerización y de transición de los depósitos marinos del Muschelkalk superior a los depósitos de llanuras costeras fangosas del Keuper.

2.2.5. Lutitas y yesos. (13). Facies Keuper

En esta Hoja los afloramientos de Keuper se sitúan en la zona de Vandellós-Llaveria, en el bloque del Priorato-Mesa de Prades, y en la parte meridional del bloque del Gaià. Excepto en la Mesa de Prades son pobres y de difícil estudio.

Como en otros sectores de los Catalánides, en la Hoja de Tarragona podemos distinguir estas tres series litológicas del Keuper, de base a techo (ORTI, 1984):

- A) *Serie gris basal*. Se trata de una alternancia de arcillas grises y capas de yeso, con algunos niveles carbonatados acompañantes. Alcanza potencias máximas de 50 m, aunque puede faltar totalmente en algunas zonas. Descansa directamente sobre el Muschelkalk superior, existiendo un tránsito gradual entre ambos. Corresponde a la serie evaporítica inferior de Valencia (unidad K1, de ORTI, 1974).
- B) *Serie roja intermedia*. Se trata de un conjunto arcilloso de tonalidad rojiza, con niveles carbonatados, en el que el carácter evaporítico es muy variable. También la potencia oscila ampliamente, entre 60 y tan sólo 1 ó 2 m. Esta

serie abarca, aunque sólo en parte, al conjunto de la serie detrítica intermedia (unidad K3) y de la serie evaporítica superior (unidad K4) definidas en Valencia (ORTI, 1974).

Cuando se presentan bien desarrollados, los niveles yesíferos ocupan la totalidad de la serie. Por otro lado, los niveles detríticos más gruesos de la serie detrítica intermedia valenciana, es decir, las Areniscas de Manuel (unidad K2), parecen faltar, al igual que los niveles piroclásticos intercalados en esta serie roja en el Baix Ebre.

- C) *Serie verde superior.* Se trata de un horizonte de arcillas verdes con algunas pasadas rojizas, que intercala niveles carbonatados y capas de yeso, según las localidades. Su potencia oscila entre 10 y 80 m. Sobre ella descansan los carbonatos marinos de la Fm. Imón. Esta serie no existe como tal en Valencia, y ha sido citada sólo en los Catalánides.

Todos estos materiales del Keuper quedan englobados en dos grandes secuencias deposicionales, al igual que ocurre en la Cordillera Ibérica:

1. La serie gris basal (o evaporítica inferior) forma el techo evaporítico de una secuencia deposicional con base carbonatada (Muschelkalk superior).
2. La serie roja intermedia y la serie verde superior forman la base, más o menos evaporítica, de otra secuencia deposicional cuyo techo es carbonatado (Fm. Imón), y que sigue a la anterior.

En los afloramientos de la zona plegada de Vandellós-Llavería (Hoja de Reus, n.º 472) las series están bastante laminadas tectónicamente. De un modo similar a la zona del Baix Ebre (área de Miravet-Rasquera-Benifallet), se distingue una serie gris basal yesífera, algo menos potente, y una serie roja intermedia, más pobre en yesos y en la que faltan los niveles piroclásticos intercalados. La serie verde (arcillosa) superior es de muy difícil observación. La potencia total del Keuper está próxima a los 70 m, según datos de sondeos referidos en ORTI y BAYO (1977, fig. 4).

Por el contrario, en el conjunto del bloque Priorato-Mesa de Prades (Horst del Priorato) la estratigrafía del Keuper es francamente diferente. En la carretera entre Falset y Pradell (coll de Falset) toda la serie está prácticamente reducida a la serie verde superior, que intercala algunas capas delgadas de carbonato, y que está recubierta por la Fm. Imón. Dicha serie presenta basalmente 1 ó 2 m de arcillas y limolitas rojizas que descansan directamente sobre el Muschelkalk superior. Faltan pues la serie gris basal y casi toda la roja intermedia.

En la Mesa de Prades, el corte del Galllicant es más completo, y también claramente diferente respecto a las zonas de Vandellós-Tivissa y del Baix Ebre. La serie gris basal falta como tal, aunque su equivalente es una serie de arcillas grises que alternan capas de estromatolitos y niveles dolomíticos con algunos nódulos de chert, de unos 10 m de potencia, y que se sitúa al techo de los carbonatos del Muschelkalk superior. La serie roja intermedia está bien desarrollada (unos 50 m) y es muy yesífera. La serie verde superior es muy potente, próxima a los 100 m. Hacia la base intercala horizontes rojizos de arcillas y hacia el techo algunas capas de yesos nodulosos de varios metros de potencia. Esta serie está coronada por la F. Imón.

En la parte S del bloque del Gaiá (Hoja de Valls, n.º 446) puede observarse el Keuper en Juncosa, aunque la potencia es reducida. Están presentes las tres series descritas, aunque el conjunto es muy poco yesífero.

2.2.6. Dolomías tableadas (14). Formación IMON

Esta unidad se sitúa en tránsito gradual sobre las arcillas con yesos en Facies Keuper descritas anteriormente, constituyendo el tramo superior de la última secuencia triásica. Su potencia oscila alrededor de los 50 m.

Sus mejores afloramientos se encuentran en el cuadrante noroccidental de la Hoja; concretamente en la Sierra de Prades.

GINER (1980) estudió con detalle esta unidad en el área descrita encontrando los tipos litológicos siguientes: 1) Dolmicritas laminadas en capas de 10 a 30 cm. de espesor, bien estratificadas, formadas por una alternancia de láminas claras a oscuras de orden milimétrico. Ocasionalmente presentan nódulos rellenos por silt diagenético y por cemento esparcito que corresponderían a pseudomorfos de nódulos de anhidrita. Constituye el tipo litológico dominante. 2) Boundstones algales laminados constituidos por estromatolitos del tipo LLH de LOGAN et al. (1964), de unos 10 cm. de altura desarrollados a partir de láminas algales planas. 3) Mudstones-Wackestones de moluscos en una matriz micrítica peltoidal. 4) Grainstones oolíticos en capas de 20 a 40 cm. de espesor presentando una fábrica totalmente dolomitizada. 5) Grainstones bioclásticos, originados probablemente por el lavado de la matriz micrítica de wackestones originales. 6) Grainstones de pelloides. 7) Calcareitas dolomíticas. 8) Arcillas y areniscas, que predominan en la base de la formación, en el tránsito a las facies Keuper.

Como estructuras sedimentarias predominan, en las facies de grainstones y docalcarenitas, la estratificación cruzada en sets de hasta 20 cm. de altura formando secuencias granodecrescentes. En las facies de mudstones dolomíticos dominan las laminaciones algales, grietas de desecación, brechas de láminas rotas, y las intercalaciones de silt dolomítico presentando ripples de oscilación. La bioturbación, especialmente en las facies de wackestones llega a ser abundante.

La dolomitización habría tenido lugar en los primeros estadios eodiagenéticos ligados al ambiente deposicional. Las facies descritas corresponden a depósitos originados en un medio de llanura mareal con predominio de las facies correspondientes a dominios supra- e inter-mareales.

La edad, es difícil de establecer, ya que no existe registro paleontológico adecuado que permita su encuadre cronológico. Según VIRGILI et al. (1977) es Noriense.

2.3. JURASICO

A pesar de la existencia de numerosas discontinuidades en la sedimentación durante el Jurásico, se ha podido establecer que dos de ellas: la del transito Liash-Dogger y la del Dogger-Malm, se reconocen en la Cordillera Ibérica, Catalánides y Maestrazgo. En base a ello se ha dividido el Jurásico en secuencias deposicionales delimitadas por dichas discontinuidades. Debido a las características estratigráficas, pelontológicas, sedimentológicas y a la evolución tectónica que muestran las diferentes secuencias reconocidas, se han agrupado en una megasecuencia jurásica.

El límite inferior de esta megasecuencia ha sido establecido en la disconformidad que separa las dolomías de la Fm. Imón (Rethiense) de las brechas liásicas

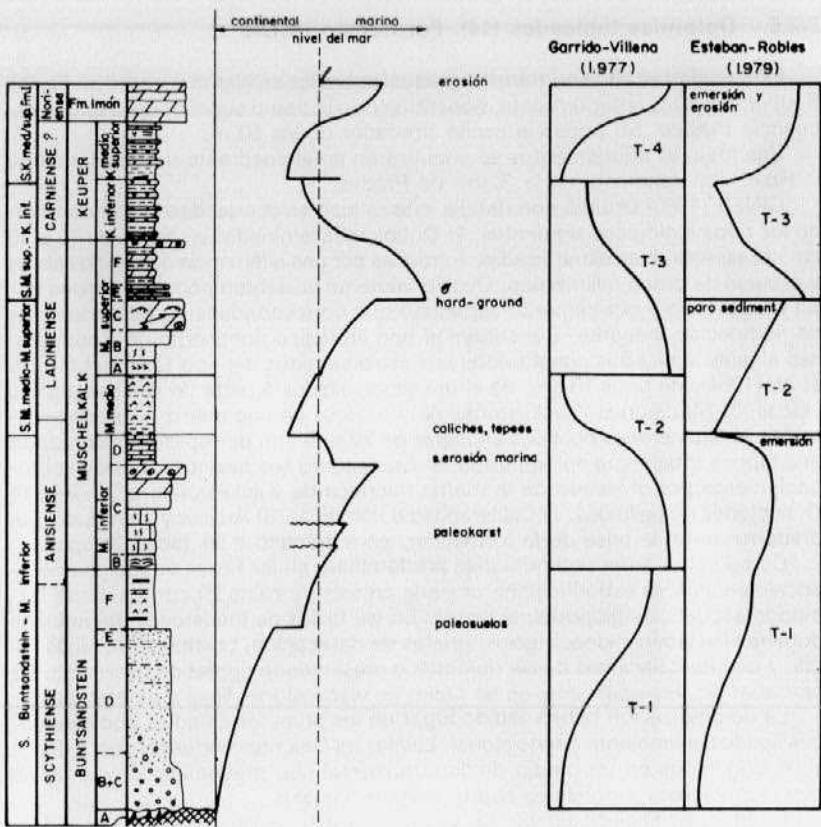


Fig. 5.— Secuencias deposicionales del Triásico de los Catalánides.

en los afloramientos de la Mesa de Prades (Tarragona). El límite superior corresponde a la discontinuidad del Valanginiense que viene indicada por una superficie kárstica sobre la que yacen depósitos bauxíticos. Dentro de este superciclo se reconocen dos discontinuidades mayores formadas por oolitos ferruginosos: uno inferior de edad Toarcieno superior-Bajociense inferior y otro superior de edad Calloviano medio a Oxfordieno inferior-medio.

Las características de ambos oolitos ferruginosos son muy semejantes. Están constituidos por biomicritas con abundante fauna de Ammonites, Belemnites, Braquiópodos, Lamelibranquios, Briozoos y corales solitarios, entre los que se intercalan niveles de oolitos ferruginosos de espesor variable (2-3 cm. a 1 m.). Asimismo, se reconocen costras ferruginosas laminadas con foraminíferos incrustantes entre ellas, grandes nódulos de hierro (10 cm.), niveles de grandes intraclastos con envueltas ferruginosas, **hardgrounds** recubiertos por estromatolitos y niveles de oolitos fosfatados, glauconita y de condensación de fauna.

Estas discontinuidades corresponden a períodos no deposicionales, desarrollados en ambientes de plataforma externa (**shelf**) en tránsito a cuenca más profunda, durante los cuales tienen lugar los procesos de condensación de fauna. Debido a la presencia de los oolitos ferruginosos ha sido posible dividir el superciclo jurásico en tres secuencias deposicionales: Secuencia del Lias (J1), Secuencia del Dogger (J2), Secuencia del Malm-Cretácico Inferior (J3).

Secuencia del Lias (J1)

La presencia de **hardgrounds** ferruginosos en esta secuencia y que pueden representar períodos no deposicionales equivalentes a una zona de Ammonites ha permitido reconocer tres secuencias menores dentro de esta secuencia deposicional.

- J1.1. Constituida por la Fm. Cortes de Tajuña (brechas calcareodolomíticas con **slumps** y olistolitos; dolomías vacuolares o carniolas) en la base de la secuencia y por la Fm. Cuevas Labradas a techo (dolomías laminadas con estromatolitos, grietas de desecación, superficies kársticas; calizas oolíticas y bioclasticas, mudstones micríticos, wackestones, packstones de bivalvos y gasterópodos con intercalaciones de grainstones encriníticos). Finaliza esta secuencia menor con una superficie ferruginizada y perforada. Se interpreta como una secuencia transgresiva que se inicia con depósitos de plataforma interna restringida (**tidal-flat, lagoon**), finalizando con depósitos de plataforma externa (**shelf**). Las brechas basales han sido originadas por procesos de disolución de evaporitas, colapso y resedimentación penecontemporánea debido a la actividad de las fracturas tardihercinicas de dirección NW-SE, durante el Jurásico.
- J1.2. Es una secuencia asimétrica constituida por la Fm. Cerro del Pez (alternancia de calizas y margas) en la base y la Fm. Barahona a techo (grainstones-packstones bioclasticos) a techo de la cual se reconoce una superficie ferruginizada y perforada que corresponde al límite superior de la secuencia.
- J1.3. Es como la anterior una secuencia asimétrica constituida en la base por arcillas y margas verdes y grises de la Fm. Turmiel y a techo por las cali-

zas finamente bioclásticas del Mb. Casinos. El techo de esta secuencia coincide con el oolito ferruginoso del tránsito Lias-Dogger o sus equivalentes (niveles de glauconita y/o condensación de fauna).

Tanto J1.2 como J1.3 presentan un carácter «*upward shoaling*» ya que los niveles margocalcáreos y arcillosos corresponden a depósitos de plataforma externa (**shelf**) que en vertical pasan a calizas bioclásticas de margen de plataforma interna. Estas dos unidades hacia el E se reducen a una sola secuencia carbonatada que en Salou está completamente dolomitizada y corresponde a depósitos de plataforma interna restringida (**tidal flat-lagoon**).

En conjunto, la secuencia deposicional J1 muestra una clara transgresión desde la base a techo, iniciándose con depósitos de plataforma interna restringida para finalizar con sedimentos de plataforma externa (**shelf**) a techo. La presencia de discontinuidades menores sugiere que la transgresión no se ha realizado de un modo continuo sino que tuvieron lugar detenciones del ascenso relativo del nivel del mar que permitieron la progradación de las facies de plataforma sobre las de **shelf**.

Secuencia del Dogger (J2)

Esta secuencia cuya edad comprende desde el Bajociense a Calloviano inferior, corresponde a lo que ha sido definido como parte media informal de la Fm. Chelva.

La secuencia J2 presenta una gran variedad de facies correspondientes a ambientes muy diversos. Ausente por no deposición/erosión en el alto de Castellón, está constituida por dolomías en el Maestrazgo, calizas oolíticas y bioclásticas en la Cordillera Ibérica (Ejulve), biomicritas de ammonites y filamentos parcialmente dolomitizadas en la zona de enlace entre la Cordillera Ibérica y Los Catalánides, micritas, margas y arcillas de **shelf** y margas y arcillas verde-azuladas localmente asfálticas de cuenca (Tivenys). La evolución vertical de esta secuencia muestra un marcado carácter «*shoaling upward*», originado por la progradación de las facies de plataforma sobre las de **shelf** y cuenca, desarrollándose una importante formación oolítica en la región de la C. Ibérica durante el Bathoniense. Antes de finalizar la secuencia con el oolito ferruginoso del tránsito Dogger-Malm se reconoce una unidad constituida por margocalizas nodulosas con abundantes ammonites que corresponde a una etapa transgresiva.

Secuencia del Malm (J3)

Sobre el oolito ferruginoso superior se inicia una secuencia deposicional que finaliza en el Berriasiense. La secuencia se inicia con depósitos de aguas profundas para evolucionar a depósitos de aguas someras y agitadas correspondientes a la regresión generalizada que tiene lugar en la C. Ibérica a partir del Kimmeridiense superior-Portlandiense y que empieza en las áreas más occidentales de la C. Ibérica. La secuencia se inicia con calizas micríticas de espongiarios en las partes más profundas de la cuenca mientras que en los altos se reconocen brechas y dolomías (Castellón). A consecuencia de los primeros indicios de la emer-

sión del Macizo Ibérico y del Bloque del Ebro, tiene lugar en el extremo NW del surco Ibérico la sedimentación de facies constituidas por margas y arcillas negroazuladas con influencias detriticas y abundante fauna piritizada correspondientes a depósitos de plataforma externa (**shelf-delta**) Fm. Sot de Chera, que lateralmente equivale a una alternancia de margas y calizas Fm. Ritmita de Loriguilla (talud-cuenca). Durante el mismo periodo tiene lugar la deposición de una potente serie de calizas micríticas con desarrollos muy locales de margas negroazuladas y calizas hojas, finamente laminadas tipo Solhenofen (Salsadella, Perelló). Durante el Kimmeridgiense superior se reconoce en la región considerada una formación constituida por calizas bioclásticas, oolíticas, oncolíticas y arrecifales que corresponde a ambientes de **lagoon** a plataforma externa somera y agitada pasando lateralmente a los complejos detriticos marginales originados por la emersión de los macizos del Ebro e Ibérico. En el margen SE de la cuenca (Tivissa Vandellós, Esparragera, Serra d'Irta) tienen lugar importantes dolomitizaciones que afectan al Malm y parte del Dogger habiéndose originado por la mezcla de aguas meteóricas y aguas marinas, ligadas a la emersión de ambos macizos. A partir del Portlandiense en la región occidental (Cedrillas) se instaura una sedimentación detritica de tipo fluviolacustre mientras que en el Maestrazgo se depositan calizas de aguas someras con abundantes Characeas y Dasycladaceas. Mientras en el sector W de la región, la Fm. Utrillas descansa sobre las facies detriticas del Jurásico terminal o sobre términos jurásicos más antiguos, en el sector E la secuencia J3 finaliza con la discontinuidad del Valanginiense.

Los afloramientos jurásicos de la Hoja pueden agruparse en tres categorias estratigráficas propias cada una de ellas:

- 1) Afloramientos en los que el Jurásico está completo y en continuidad estratigráfica con el Cretácico; se localizan en la zona meridional (Hospitalet).
- 2) Afloramientos en los que el Jurásico está parcialmente erosionado ya sea por la erosión pre-Barremiense (Salou) o pre-Albiense (Llaceria), zona central.
- 3) Afloramientos constituidos por el Malm parcial o totalmente dolomitizado en continuidad con el Cretácico Inferior y discordante sobre el Triásico y se sitúan en la zona nor-oriental (Montmell, Bonastre).

En esta Hoja el Jurásico ha sido dividido en tres secuencias deposicionales que en edad se corresponden con el Lias (J1), Dogger (J2) y Malm-Berriasiense (J3) y delimitados por disconformidades: base de J1 en Prades y base de J3 en Montmell-Garraf) o paraconformidades: límite entre J1 y J2 en Vandellós y límite entre J1 y J2 en Vandellós y límite entre J1 y J3 (Vandellós-Cardó).

Cada una de estas secuencias deposicionales reconocidas ha sido dividida en unidades cartográficas, genéticamente relacionadas entre sí y con un significado sedimentológico propio.

2.3.1. Brechas dolomíticas, dolomias y calizas (15). Lías

Dentro de la secuencia deposicional J1 (Lias) se diferencian dos unidades:

- a), Brechas calcáreo-dolomíticas, y b), Calizas, margocalizas y dolomias.
- a) *Brechas calcáreo-dolomíticas.*

Esta unidad equivale a la Fm. Cortes de Tajuña, definida en la Cordillera Ibérica, en la presente Hoja tiene un espesor que oscila entre 100 y 200 m. Siendo el mejor afloramiento para su estudio la Mesa de Prades, en donde se observa una discordancia sobre la Fm. Imón. Dentro de esta unidad, en la Mesa de Prades se han distinguido las siguientes litofacies:

A) Megabrechas

Esta litofacies se caracteriza por la presencia de grandes clastos carbonatados de 1 a 4 m. de diámetro. Se distinguen dos tramos:

Tramo inferior: Se presenta localmente y está compuesto por una alternancia de ruditas, arenas y lutitas que se disponen en ciclos *upward finning*. Los contactos entre los diferentes ciclos son erosionales. En el techo de este tramo aparecen clastos de 20 a 40 cm. de diámetro; asimismo, se presentan pequeños canales llenos de lutitas laminadas.

El contacto de este tramo con las dolomías basales es erosional. Potencia total, 3,5 m.

Tramo superior: Megabrechas de aspecto caótico, fábrica de clastos desordenada *matrix supported*, ausencia de estratificación y ausencia de clasificación interna. Clastos angulosos a subangulosos, algunos conservan la estratificación original y se corresponden con las litologías de las dolomías basales. Matriz de arena y lutita de color pardoamarillento, dolomitizadas. En la base se presentan clastos alargados, orientados según la estratificación general. Cuando el tramo inferior está ausente, se han observado clastos verticalizados. Potencia, 6 m.

B) Ruditas

Sin estratificación, fábrica de los clastos desordenada, **matrix supported**. Tamaño de los clastos inferior a 1 m., el tamaño promedio oscila entre 20 y 40 cm., son subangulosos a subredondeados. Las litologías que presentan son: dolomías negras de grano grueso, micritas marrones y beiges de tipo mudstone, calcarenitas. Hacia el techo aparecen clastos de las mismas litologías que los olistolitos. En el techo de la unidad se aprecia una estratificación masiva en capas de 3 a 5 m.; en estos casos se ha podido observar una alternancia de capas de calcarenita desorganizadas con algunos clastos de 20 a 40 cm. con capas de rudita que presenta ciertos **graben bedding** internos. Potencia, 70 m.

C) Olistolitos

Los niveles superiores de la formación brechoide están constituidos por olistolitos de unos 30 m. de longitud por 7-8 m. de espesor, rodeados por brechas, en las que abundan clastos de las litologías de los olistolitos. Están compuestos por dolomías de grano grueso y de color negro. En este tramo son abundantes las charnelas de **slumps** de orden decimétrico. La laminación interna de los olistolitos se dispone paralelamente a la estratificación general, aunque es posible observar pequeños pliegues-falla y micropliegues internos sinesedimentarios. A techo se reconoce un tramo de espesor variable, que localmente puede estar ausente de dolomías de grano grueso laminadas.

Los niveles inmediatamente superiores a las brechas han sido datados como Pliensbaciense inferior, por lo que la edad atribuida en esta unidad corresponde a un Hettangiense-Sinemuriense (?).

Sobre las brechas yace una unidad, correspondiente a la Fm. Cuevas Labradas, constituida por calizas micríticas de color beige-marrón, bien estratificadas, con intercalaciones de calizas margosas de aspecto noduloso. Esta unidad contiene ammonoideos, que han permitido datarla como Pliensbachiente inferior, además de lamelibranquios, gasterópodos y foraminíferos bentónicos. Una superficie ferruginosa señala el límite superior del ciclo inferior del Lias J1.1.

b) *Calizas bioclasticas, margas, margocalizas y dolomias.*

Sobre las calizas micríticas de la Fm. Cuevas Labradas que constituyen la parte alta del ciclo deposicional del Lias inferior J1.1., se ha reconocido una unidad que equivale a las Fms. Cerro del Pez, Barahona, Turmiel y Calizas de Casinos reconocidas en la Cordillera Ibérica, siendo de edad Pliensbachiente superior-Toaciense-Aaleniente (?).

Esta unidad está constituida por una alternancia de margas y margocalizas amarillentas con braquiópodos, lamelibranquios, equinodermos, ammonoideos, dasycladaceas y textuláridos. Finaliza con un oolito ferruginoso consistente en calizas bioclasticas con abundantes oolitos ferruginosos dispersos en la matriz, costras ferruginosas y grandes nódulos ferruginosos, que señala el límite entre Lias y Dogger.

La unidad presenta una reducción de potencia hacia el NW, a la vez que cambia lateralmente a dolomias; así, mientras en la zona sur de la Hoja las margas y calizas están parcialmente dolomitizadas, en Salou toda la unidad cartografiada y equivalente a los ciclos J1.2, J1.3 está representada por una unidad de dolcalcarenitas con laminación cruzada, encrinitas y bancos de lamelibranquios totalmente dolomitizados, quedando reducidas las margas con *Pholadomyia* a tan solo 2 m. de margas dolomíticas.

Esta unidad representa depósitos de aguas someras y agitadas correspondientes a la plataforma abierta al N, donde se depositaban facies de shelf. Los niveles dolomíticos, junto con la ausencia de facies margosas de cuenca, sugieren la presencia de zonas de plataforma somera posiblemente bajo la influencia de áreas emergidas al Este.

2.3.2. Calizas tableadas. (16). Dogger-Kimmeridgiense

Esta unidad que básicamente corresponde al Dogger, incluye parte del Oxfordiense y Kimmeridgiense cuanto no están afectados por la dolomitización del tránsito Jurásico-Cretácico. En Salou, donde el Dogger yace sobre las dolomias del Toaciense, se ha reconocido un Bajociense con **Stephanoceras** (30-40 m.), constituido por margas, margocalizas amarillentas y calizas micríticas con abundante fauna de ammonites, belemnites, braquiópodos y huellas de **Cancellophycus**, el Bathoniense (20-30 m.), representado por calizas micríticas, wackestones de «filamentos» (**Posidonia**) y el Calloviano inferior-medio (30 m.), representado por calizas micríticas, tableadas con **Hectioceras**. El estudio con el microscopio electrónico de barrido ha revelado la presencia de cocolitofóridos como parte integrante de la matriz micrítica. La parte superior de la serie jurásica de Salou posiblemente incluya el Oxfordiense, y está constituida por 60-70 m. de calizas micríticas masivas y blanquecinas con escasos y piritizados restos de ammonites, así como algunos «filamentos» y geodas de calcita. Hacia el techo, la

serie se dolomitiza progresivamente hasta estar constituida por dolomias grises, masivas, de grano grueso (sacaroideas), inmediatamente por debajo de la superficie de erosión pre-Barremiense. Esta superficie consiste en un nivel de brechas dolomíticas que rellenan irregularidades en las dolomias jurásicas, estando recubiertas por costras ferruginosas de hasta 15 cm. de espesor. Tanto los depósitos del Dogger como los atribuidos al Oxfordiense-Kimmeridgiense, corresponden a depósitos hemipelágicos y pelágicos de cuenca.

2.3.3. Dolomias negras masivas. (17). Malm-Valanginiense

Dolomias negras, sacaroideas masivas y sin estratificación aparente o muy difusa. Están constituidas por cuerpos de geometría prismática elipsoidal de varios km. de largo y ancho por varios centenares de m. de potencia. Afectan a diferentes formaciones carbonatadas indistintamente, no mostrando ninguna relación genética con alguna de ellas en particular. Tanto el techo como la base oscilan entre unos límites comprendidos entre el Portlandiense-Berriasiense, incluso Valanginiense y Kimmeridgiense-Bathoniense, respectivamente.

Al microscopio están constituidas por mosaicos cristalinos equigranulares (euédrales a subhédrales). La porosidad intercristalina está ocupada por cemento esparítico y ocasionalmente ferruginoso.

Ya desde los primeros trabajos realizados en la región, FAURA I SANS et al. (1921), se conoce la existencia de una potente formación dolomítica, que alcanza hasta 500 m. de espesor en algunos puntos, en el tránsito Jurásico-Cretácico. En general, diversos autores, BULARD (1972), ESTEBAN (1973), ROBLES (1974), han puesto de manifiesto la irregularidad tanto del techo como de la base de las dolomias, y las han interpretado como productos diagenéticos de origen secundario, originadas por descenso de fluidos dolomitizantes. ESTEBAN (1973) atribuye su génesis al carácter litoral del material original y a causa de los procesos diagenéticos que se desarrollan en áreas de tipo *tidal-falt*.

Aunque para interpretar correctamente el origen de las dolomias sean necesarios estudios geoquímicos, isotópicos, petrológicos que incluyan catodoluminiscencia, así como estudios al microscopio electrónico de barrido, la hipótesis genética que se propone está basada en estudios de campo y petrológicos. Tres aspectos merecen destacarse de las dolomias del tránsito Jurásico-Cretácico:

- Geometría de la dolomitización.
- Texturas dolomíticas.
- Relación con las facies deposicionales.

2.3.3.1. Geometría de la dolomitización

Si bien las dolomitizaciones afectan a grandes espesores del material sedimentado lateralmente en una distancia relativamente corta, puede llegar a desaparecer por completo, siendo posible determinar la naturaleza del material original. Se comprueba que las facies dolomitizadas corresponden a las del Dogger y Malm de la región, sin que se observen cambios litológicos importantes. BULARD (1972) y ROBLES (1974) ya indicaron que la base de la dolomitización muestra notables

variaciones, llegando a afectar al Bathoniense (Tivenys), mientras que a pocos kilómetros sólo llega a afectar a un Kimmeridgiense-Oxfordiense (Tivissa).

En el Dominio del Maestrazgo, donde la serie del Malm no está tan dolomitizada, se ha podido determinar con exactitud la geometría de estos cuerpos dolomíticos. En Santa Magdalena se observa con claridad que las dolomias constituyen un gran lentejón de unos 3-4 km. de largo por unos 100-150 m. de espesor, que se orienta en la misma dirección que la Serra d'Irta (NE-SW). Hacia el W, en dirección a Salsadella (Encanes), se comprueba que los niveles dolomíticos están reducidos a unos pequeños lentejones de unos 19-15 m. de largo y 3-4 m. de alto, desapareciendo por completo hacia el W.

En la Sierra de Esparraguera, el tránsito Jurásico-Cretácico tiene lugar a través de un paquete de dolomias negras de un centenar de metros de potencia. Este afloramiento ha permitido estudiar con detalle el techo y la base de las dolomias. Lo primero que destaca es que a escala de afloramiento, el techo de la dolomitización está controlado estratigráficamente, coincidiendo con el techo de una capa. Por el contrario, la base es completamente irregular, observándose en detalle que el paso de caliza a dolomia es gradual. Lateralmente, el paso caliza-dolomia se realiza a través de cuñas, que no muestran ninguna relación con la estratificación, a la que cortan oblicuamente (Rosell). En otros casos, estas cuñas se reducen a una capa interestratificada con las calizas, pudiéndose seguir durante un centenar de metros antes de desaparecer (Santa Magdalena de Pulpis).

En todos los casos estudiados, los cuerpos dolomíticos tienen forma triangular en un corte longitudinal y de lentejón en un corte transversal. La dolomitización de Santa Magdalena correspondería a un corte longitudinal.

Estos cuerpos pueden estar aislados o bien interconectados entre sí: en el primer caso, la geometría es fácilmente reconocible, mientras que en el segundo, la dolomitización es tan extensa que tan sólo se insinúa la morfología original por las variaciones de la base tal como ocurre en Tivens-Tivissa-Vandellós.

En resumen: la dolomitización que afecta a los depósitos del Jurásico superior y Cretácico inferior está constituida por cuerpos prismáticos-elipsoidales, que alcanzan dimensiones de varios kilómetros de ancho por varios centenares de metros de potencia.

2.3.3.2. *Texturas dolomíticas*

Al microscopio se han reconocido las siguientes fábricas cristalinas:

- Mosaicos equigranulares de cristales euhedrales internamente zonados, oscilan entre 600 y 120 u de diámetro. Se presentan asociadas a esta fábrica zonas de cristales anhedrales limpios con «parches» de microsparita con abundantes impurezas.
- Mosaicos de cristales anhedrales-subhedrales de 100 a 150 u de diámetro.
- Dolomias finamente cristalinas. Constituidas por una alternancia de láminas de cristales de 8 a 40 u con otras de cristales de mayor tamaño 50-100 u.

El estudio de las texturas deposicionales predolomíticas revela un diferente comportamiento en el momento de dolomitizarse. La mayor parte de las dolomias en el dominio del Maestrazgo corresponden a las calizas bioclásticas del Kimmeridgiense superior, mientras que las que no presentan texturas identificables corresponden a las micritas del Oxfordiense-Kimmeridgiense. En general,

los grainstones bioclásticos por dolomitización dan lugar a texturas inequigranulares, en las que los cristales están bien desarrollados y tienen un bajo contenido de impurezas y han crecido en áreas de porosidad original, o bien reemplazando fragmentos esqueléticos; por el contrario, las texturas equigranulares de cristales pequeños anhedrales y con abundantes impurezas reflejan la presencia de micrita original.

La porosidad móldica e interpartícula existente con anterioridad a la dolomitización está parcialmente ocupada por cemento dolomítico euhedral y poikilitico. La porosidad móldica residual, así como la intercristalina asociada a la dolomitización, están ocupadas por cemento ferruginoso y de calcita esparcita posterior.

2.3.3.3. Relación con las facies deposicionales

El estudio de láminas delgadas ha mostrado que la dolomitización afecta a todas y cada una de las facies depositadas con anterioridad y que no existe una relación directa ambiente deposicional y dolomias si se exceptúan las dolomias ligadas a las llanuras de marea portlandienses; por el contrario, han sido dolomitizadas tanto las calizas micríticas de edad Oxfordense-Kimmeridgiense, como las calcarenitas del Kimmeridgiense superior y las calizas y margocalizas del Dogger.

En cierto sentido puede hablarse de las dolomias aquí descritas, como dolomias «secundarias», al haberse originado en etapas diagénéticas tardías (mesodiagenéticas), sin ninguna relación con el ambiente deposicional de los sedimentos afectados por la dolomitización; por el contrario, las dolomias ligadas a los *tidal flats* portlandienses podrían considerarse «primarias» al haberse originado en el mismo medio sedimentario durante las etapas diagénéticas más iniciales.

2.3.3.4. Hipótesis genética

Por un lado, la dolomitización de sedimentos marinos con Ammonites descarta la posibilidad de un origen ligado a procesos que tiene lugar en medios litorales restringidos (*tidal flat*). Por otra parte, las mismas características geométricas (gran extensión, contactos difusos y graduales sin relación con la estratificación) sugieren la idea de que se trata de una «contaminación» de los materiales carbonatados con posterioridad a su deposición por una causa externa a las mismas facies.

En esta situación es sugestiva la relación que presentan las dolomias con las unidades del Kimmeridgiense superior-Portlandiense. Sobre las dolomias se sitúan las calizas con Charáceas, que lateralmente hacia el W pasan a facies detriticas de tipo mareal y fluvio-lacustres, MELENDEZ et al. (1979). Ambas formaciones presentan evidentemente una fuerte influencia de aguas meteoríticas. Asimismo, las facies que se sitúan más al E en el área estudiada (Peñíscola) presentan características de sedimentación marina. Coinciendo con esta distribución de facies con influencias de agua dulce y facies marinas, las dolomias ocupan claramente una posición intermedia entre ambas, precisamente donde más efectiva debería ser la interfase agua dulce-marina en el modelo propuesto.

Evidentemente, este modelo explicaría muchas de las características observadas: al ser la interfase la que dolomitiza, la movilidad de la misma en función de oscilaciones periódicas puede afectar a grandes espesores de la columna estratigráfica, que, unida a la subsidencia regional, permite explicar el gran espesor de dolomías presentes. Por otra parte, también se explica la presencia de dolomías entre áreas carbonatadas, con las que no se reconocen evidencias de dolomitización. Los sedimentos que quedan bajo el influjo de agua meteórica o del agua marina no sufren ninguna alteración debido a que no están bajo la acción de la interfase agua dulce-marina, que es la única capaz de dolomitizar.

Al ser un mecanismo dinámico, la emersión del Macizo Ibérico y Bloque del Ebro provoca un desplazamiento de las facies deposicionales y del modelo diagénético hacia el E, de modo que las dolomitizaciones tienen ahora lugar durante el Neocomiense en áreas más orientales, lo cual explica la irregularidad del techo de la dolomitización y que dentro del paquete dolomítico se reconozcan sedimentos de tipo *algal mat* depositados con anterioridad a la migración lateral del cuerpo dolomítico.

En las regiones mediterráneas Catalánides-Maestrazgo y Valencia, las dolomitizaciones alcanzan gran desarrollo durante el Jurásico superior y Cretácico, no sólo en el continente, sino en el actual fondo marino. La presencia de áreas emergidas muy probablemente por la fracturación de la plataforma que origina bloques expuestos en condiciones subáreas, permite explicar la dolomitización de las facies del Jurásico y Cretácico. Se trataría de un modelo muy sencillo, en que los bloques emergidos estarían rodeados por una zona de dolomitización.

La unión de los diferentes cuerpos dolomíticos originaría una potente unidad dolomítica que puede llegar a afectar a la mayor parte de Jurásico y Cretácico.

2.4. CRETACICO

2.4.1. Cretácico inferior

El área de la Hoja comprende prácticamente la totalidad de la cuenca cretácica de Salou-Garraf y el borde oriental de la cubeta del Perelló. El Cretácico inferior de este sector está integrado fundamentalmente por carbonatos de aguas someras. Una relación de antecedentes bibliográficos de esta zona, ordenada cronológicamente, puede consultarse en ROBLES (1982).

En todos los casos, la distribución de facies y potencias está controlada por antiguas alineaciones estructurales del zócalo (NW-SE y NE-SW), que delimitan un mosaico de bloques subsidentes y no subsidentes, los cuales se han interpretado accionados por mecanismos de tipo listrico (SALAS, 1983), que condicionan dispositivos en semigraben. Esta fenómenos determina la individualización de cubetas y cuencas sedimentarias (El Perelló, Salou-Garraf...) y la existencia en ellas de dominios sedimentarios. El accidente de Sant Quintí parece haber controlado el borde noroccidental de la cuenca Salou-Garraf (NE-SW). El límite oriental de esta cuenca estaría relacionado con el accidente del Llobregat (ESTEBAN, 1973).

La sedimentación cretácica, desde el Berriassiente al Albien medio (hasta la base de la Fm Utrillas), se desarrolla en dos grandes ciclos sedimentarios dis-

tintos (CANEROT, 1979). El Berriassiente y el Valanginiense pp. representarían el final del gran ciclo sedimentario del Jurásico. Este quedaría registrado en forma de una unidad estratigráfica de orden mayor o supersecuencia deposicional del Jurásico (SALAS, 1983). El sentido de secuencia deposicional que se adopta es el de unidad estratigráfica genética y delimitada por discontinuidades sedimentarias de MITCHUM et al (1977). El gran ciclo sedimentario del Cretácico inferior propiamente dicho se iniciaría en el Valanginiense terminal - Hauerivien-
se y terminaría en el Albiente medio, a la base de la Fm Utrillas. Estaría repre-
sentado por la unidad estratigráfica que se ha denominado supersecuencia deposicional del Cretácico inferior. (SALAS, 1983).

Los materiales berriassientes se hallan intimamente relacionados con el ciclo sedimentario menor que corresponde a la secuencia deposicional Kimmeridgiense pp. - Berriassiente.

2.4.1.1. *Calizas y margas. Valanginiense-Barremiense (18).*

2.4.1.1.1. *Valanginiense*

Las facies marinas no sobrepasan por el Norte la estructura sinclinal de las cotas Cova (667) y Frenques (544) ambas en la Hoja de Valls (446). El límite de los afloramientos está relacionado con una superficie de erosión pre-hauerivense. En algunas áreas (Santa Cristina, La Rubiola, Marmellar...) puede estar afectado por una dolomitización importante. También se presenta en facies de agua dulce-salobre. En ambos casos siempre se encuentra una costra ferruginosa de hematies limonitzada o un nivel de arcillas lateríticas que corona a la sucesión Valanginiense y fosilizada a una superficie de erosión y carstificación. Este fenómeno se ha podido constatar en varios puntos de la Hoja, donde en ocasiones puede llegar a afectar a níeles más inferiores, será estudiado con más detalle al tratar del Barremiense.

El registro del Valanginiense constituye un ciclo sedimentario menor que corresponde a la secuencia deposicional del mismo nombre. Limitada a base y a techo por rupturas sedimentarias significativas (cuñas de carbonatos de agua dulce, acumulaciones de glauconita, costras ferruginosas, erosión, carst, lateritas...). Se trata de un ciclo claramente regresivo que se manifiesta mediante una sucesión **shallowing-upwards** (más somera hacia el techo). Nos muestra una transgresión muy rápida en la base a la que sigue una larga etapa regresiva.

En el área de la Hoja los materiales valanginienses están formados por tres unidades de facies que se han agrupado en otras tantas unidades estratigráficas: Unidad Calcareitas de los Polacos, Unidad Calizas de La Bastida, Unidad Calizas y margas de Herbers. (SALAS, 1980).

— *Calcareitas de los Polacos. 30 m en Garraf.*

Consta de un tramo inferior (10 m) de wackestones de foraminíferos y algas dasicladáceas: **Trocholina**, **Pseudocyclamina lituus**, **Chofatella**, **Nautiloculina**, miliólidos, textuláridos..., **Salpingoporella**, **Acicularia**... gasterópodos y bivalvos. Siguen grainstones oolítico-bioclasticos (20 m) en bancos de unos

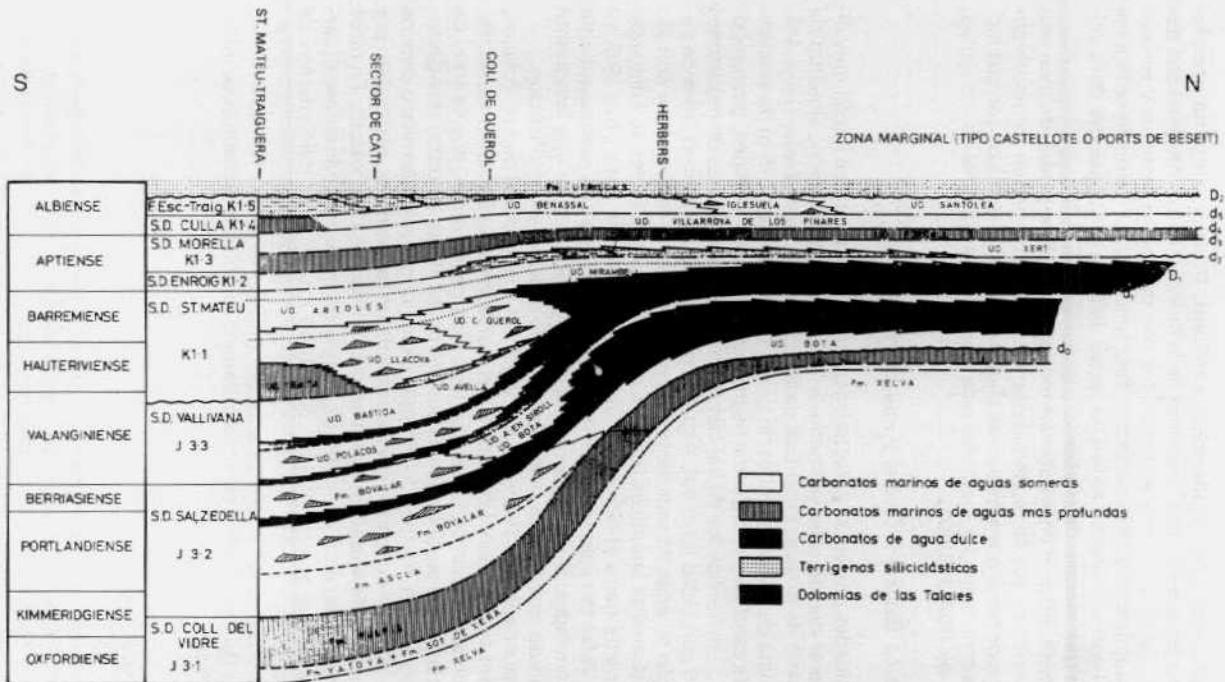


Fig. 6.—

tres metros que contienen: **Valdanchella miliani**, **Paracoskinolina pfenderre**, **Pfenderina neocomiensis**... además de la fauna anterior. Alternan con tramos de wackestones y mudstones laminados con porosidad fenestral y señales de raíces ferruginizadas y dolomitizadas. Esta unidad pasa verticalmente a las Calizas de La Bastida y lateralmente a las facies de agua dulce-salobre de la unidad de las Calizas margas de Herbers.

Estas facies se ordenan en secuencias menores **shoaling upwards** (con tendencia a la emersión) que se repiten varias veces. Se interpretan formadas por la progradación de bancos marginales de shoals biocártico-oolíticos con sus medios asociados característicos, los cuales ocuparían la zona proximal de una rampa, en el sentido de READ (1982).

— Calizas de La Bastida y Calizas y margas de Herbers

Ambas unidades presentan características muy comunes y se hacen muy difíciles de separar debido principalmente a la intensa fracturación, similitud de facies y ausencia de relieve. En el Coll de Sta. Cristina (La Rubiola) (Hoja 446, Valls) por encima de las Calcarenitas de Los Polacos hay hasta 75 m de wackestones grises de carofitas, intraclastos negros, ostrácodos, oncoideos, gasterópodos, bivalvos..., estratificados en bancos dm a m. Intercalaciones de mudstones laminados con porosidad fenestral. Algunos niveles presentan cavidades de paleocarstificación llenas de sedimento. El techo de esta sucesión viene cortado por un nivel de arcillas lateríticas (hasta 3 m) rojizas. Estas facies se adelgazan considerablemente hacia el Norte, de tal manera que en la cota Cova (667 m) (Hoja 446 de Valls) tan solo se encuentran unos 20 m que son particularmente muy ricas en oncoideos. Superiormente aparecen coronadas por una importante costra ferruginosa que fosiliza una superficie de erosión y carstificación.

En Garraf por debajo de la unidad estratigráfica Calcarenitas de Los Polacos, en contacto por falla y sobre las tidalitas del Portlandiense-Berriasiense, se disponen 50 m de estas mismas facies. En todos los casos reseñados se trata de las denominadas facies purbeck por los autores de las Hojas 1/50.000 (MAGNA).

Estas facies se han interpelado en unos casos como **mud-banks** o bancos de fango micrítico que ocuparían ciertas áreas de un **lagoon** semirestringido por las facies de bancos de **shoals** marginales de la unidad de Los Polacos. En otros casos corresponderían a un complejo de fangos de marismas pantanosas (**carbonate swamp**) que se encontrarían ocupando los sectores más internos de una entrada o bahía.

El Valanginiense no se ha diferenciado cartográficamente y se ha incluido dentro de una unidad cartográfica que comprendería también el Barremiense incluso al Aptiense pp.

2.4.1.1.2. Barremiense

Con el Hauteriviense (Valanginiense terminal ?) comienza el ciclo sedimentario del Cretácico inferior. Los materiales depositados en el intervalo Haueriviense-Barremiense se integran en una unidad estratigráfica de tipo secuencia deposicional en el sentido de MITCHUM et al. (1977), la cual queda limitada a base

y a techo por rupturas sedimentarias significativas. Se inicia con una discontinuidad poco importante en el depocentro de la cuenca del Maestrazgo (zona de Sant Mateu) que progresivamente se hace más evidente hacia los márgenes de todas las cuencas. Exceptuando la parte central de la cuenca del Maestrazgo, en las demás cuencas, los materiales subyacentes del Malm y del Valanginiense quedaron expuestos, más intensamente hacia los márgenes. Así se tiene la formación de extensas áreas de suelos lateríticos en la zona de Els Ports de Beseit (Hoja 41 de Tortosa (COMBES, 1969), en la zona del Coll de Sta. Cristina (La Rubiola) y en el área de Bonastre en la cota El Molí (243), ambos en la Hoja de Valls (446)). También se producen las acumulaciones de encostramientos ferruginosos significativos que fosilizan superficies de erosión y de carstificación. En Salou sobre materiales dolomíticos, en el faro y El Racó (junto al depósito de agua); en la cota Cova (Hoja 446 de Valls), ya señalado, sobre el Valanginiense de facies de agua dulce-salobre; en el Camí Vell de Albinyana (Hoja 446 de Valls) sobre las dolomías, lugar en que fue explotado con obra de mina. Todos estos fenómenos de emersión y exposición del substrato pre-barremiense, favorecen la circulación de aguas meteóricas y la consiguiente dolomitización del mismo. De la misma forma se cita la existencia de discordancias angulares sobre los materiales del Malm y del Triásico, en varias localidades del macizo de Garraf en la Hoja de El Prat de Llobregat (448). Este fenómeno acontecería igualmente en la cuenca del Maestrazgo (CANEROT, 1974), donde además se produce un importante biselamiento del basamento del Malm y del Valanginiense en el borde occidental de aquella cuenca (SALAS, 1983). De manera que se puede apreciar para este momento una cierta actividad tectónica distensiva (movimientos neociméricos), que activaría el mecanismo de los dispositivos líticos y de las cubetas en semigraben.

El ciclo sedimentario menor Haueriviense-Barremiense termina con una nueva discontinuidad sedimentaria a techo del Barremiense superior. En áreas más occidentales como es la cuenca del Maestrazgo se produce una importante entrada de terrigenos que invaden una parte considerable de la plataforma de carbonatos (rampa) del Barremiense superior, se trata de las unidades Arcillas de Morella y Margas de Cervera (véase hojas 48 y 41). En el margen oriental de la cubeta de El Perelló, en la zona del barranco de El Cap del Terme (Hoja 498 de Hospitalet del Infant), junto a la antigua carretera de El Perelló (Km 235), los depósitos de Barremiense superior quedan cortados por un nivel (hasta 6 m) de arcillas lateríticas y bauxitas con oolitos ferruginosos que nos indicarían una etapa de exposición significativa. En el área del Coll de Santa Cristina (La Rubiola) los depósitos del Barremiense superior se encuentran afectados por una importante dolomitización que se considera relacionada igualmente con un proceso de emersión de áreas próximas.

La transgresión del Haueriviense queda restringida únicamente a la parte central de la cuenca del Maestrazgo, mientras que en el resto de las áreas sus depósitos están tan sólo representados por facies de agua dulce-salobre o no lo están y en su lugar se produjo una importante exposición del substrato prehauerivense. Este es el caso que ocurre al Este de la línea Alcanar-Santolea con la consiguiente erosión del mismo y/o la formación de suelos lateríticos, algunos de los cuales se han preservado y la dolomitización de los depósitos valanginienses y más antiguos. Esta dolomitización da lugar a amplios cuerpos que en algunos

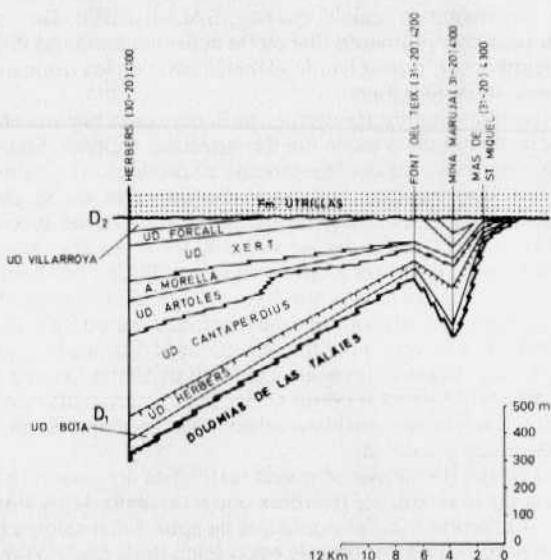
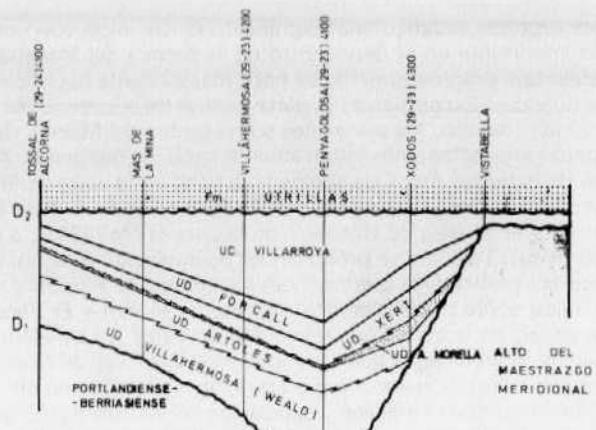


Fig. 7.—Correlación de unidades estratigráficas a la base de la Fm. Utrillas o Fm. Escucha.

casos pueden llegar a amalgamarse con los más inferiores resultantes de la emer-
sión fini-berriasiense.

En el Barremiense de la cuenca de Salou-Garraf (Hojas 42 y 34) se pueden distinguir dos grandes unidades de facies. La primera, unidad de facies basales, se caracterizan por encontrarse en contacto con el basamento Portlandiense-Valanginiense más o menos erosionado y por presentar características de ambientes de agua dulce-salobre. Corresponden a la unidad estratigráfica Calizas y arcillas lateríticas de El Cantaperdius (SALAS, 1980). La segunda, unidad de facies superior, se han agrupado en la unidad estratigráfica de las Calizas y margas de Las Artoles (SALAS, 1980). Esta unidad pasa lateral y verticalmente a la unidad de Calizas y arcillas lateríticas de El Cantoperdius. Posee un marcado diacronismo, así mientras en la zona de El Mermellar puede representar a casi todo el Barremiense, en el sector del Coll de Santa Cristina (La Rubiola) tan solo lo hace el Barremiense superior.

— *Calizas y arcillas lateríticas de El Cantaperdius.*

El máximo espesor se encuentra en el Coll de Sta. Cristina (La Rubiola) en la Hoja de Valls (446) con 150 m. Limita la base de esta unidad una zona de laterización importante (hasta 5 m) rojiza que representaría a la ruptura sedimentaria mayor de la base del gran ciclo sedimentario del Cretácico inferior. En la zona de Els Ports de Beséit equivaldrían a las lateritas tipo dos de COMBES (1969). Consta de wackestones grises de aspecto noduloso con estratificación dm a m que contienen carofitas, ostrácodos, oncoídes, gasterópodos... Son frecuentes las zonas de brechas intraformacionales por la acumulación de intraclastos negros y las cavidades paleocársticas llenas de sedimento, así como la intercalación de niveles de suelos lateríticos rojizos. Hacia la parte superior de la unidad se hacen más frecuentes las intercalaciones de niveles más marinos de la unidad Calizas y margas de Las Artoles con wackestones de miliolídos, orbitolinidos, dasicladáceas... a la cual pasa lateral y verticalmente.

Margas y calizas de Las Artoles

Wackestones beige-crema que alternan con margas amarillentas con intercalaciones nodulosas, entre las que puede haber barras de grainstones bioclásticos. Se pueden llegar a medir más de 500 m en el macizo de Garraf, 160 m en el Coll de Sta. Cristina y 200 en la zona de El Mermellar. Los tramos calcáreos contienen *Orbitolinopsis kiliani*, *O. civillieri*, *Pracoskinolina sunnilandensis*, *Cuneolina*, *Trocholina*, *Nautilocolina*, *Choffatella*, dasicladáceas..., y generalmente presentan una abundante bioturbación, en algunos tramos son frecuentes y abundantes las pistas de *ophiomorpha*. Los niveles calcareníticos tienen estratificación cruzada planar de bajo ángulo y gran escala, de surco y bidireccional. Los tramos margosos son muy ricos en ostreídos, gasterópodos... Es frecuente la estratificación flaser y lenticular. Se trata de una unidad claramente extensiva y solapante.

El conjunto de la unidad se interpreta como una secuencia de relleno en una etapa de subsidencia significativa, cuyas asociaciones de facies nos informarían de un medio de **lagoon marginal (carbonate marine embayment)** que recibiría influencias de agua dulce-salobre. Esta unidad es extensiva y solapa a la infe-

rior (Calizas y arcillas lateríticas de El Cantaperdius) a la cual pasa lateral y verticalmente y que se interpreta como el registro de facies de marismas (**carbonate swamp**).

Las facies de agua dulce-salobre corresponden al tramo superior de las denominadas facies purbeck por los autores de algunas Hojas del mapa 1/50.000 (MAGNA). En muchos puntos esta unidad cartográfica (18) incluye materiales de edad aptiense, que no han podido ser diferenciados.

2.4.1.2. Margas y biocalcarenitas grises. APTIENSE (19)

Esta unidad se encuentra escasamente representada a excepción del macizo de Garraf donde si ha sido diferenciada ya que por lo general se ha incluido al Aptiense dentro de la unidad (18) anteriormente descrita.

A pesar de las muchas dificultades que ofrece, debido principalmente a la mala calidad de los afloramientos, su intensa fracturación, la falta de relieve... se han podido distinguir tres de las cinco unidades estratigráficas en que se divide el registro aptiense en la cuenca del Maestrazgo (Hoja 48, Vinaroz). Se trata de las unidades: Calizas y margas de Xert, Margas de El Forcall y Calizas de Villaroya de los Pinares. El registro aptiense está constituido por dos ciclos sedimentarios menores. El ciclo sedimentario del Bedouliense inferior, unidad calizas y margas de Xert y el del Bedouliense superior-Gargasiense, formado por las unidades Margas del Forcall y Calizas de Villaroya de los Pinares. Ambos ciclos se traducen en unidades estratigráficas del tipo secuencia deposicional (MITCHUM et al. 1977), definidas por SALAS (1983).

Calizas y margas de Xert

Wackestones - grainstones bioclásticos de foraminíferos porcelanados, aglutinados (**P. lenticularis**, **O. cuvilliéri**, lituólidos, textuláridos...). Equinidos, briozos, bivalvos... **Permocalculus**, **Bouenia**. Color beige-crema, estratificación normalmente bien definida de dm a m con abundantes intercalaciones margosas. En la zona de Garraf se han medido hasta 100 m que disminuyen hacia el Norte y el Este. Esta unidad se ha interpretado como un **lagoon** marino (**carbonate marine embayment**) que estaría parcialmente restringido por bancos marginales de **shoals** de orbitolinidos, los cuales llegan a alcanzar un gran desarrollo durante el Bedouliense inferior.

Margas de El Forcall

Margas grisáceo-amarillentas o azuladas que tienen intercalaciones de paquetes wackestones nodulosos. Contienen equinidos, ammonítidos, **Picatula**, orbitolinidos, braquiópodos... Entre las orbitolinas se encuentra: **Palorbitolina lenticularis** y **O. parva**. En el sector del macizo de Garraf se han podido medir del orden de los 50 m de esta unidad, la cual constituye un episodio claramente extensivo en relación con las unidades infrayacentes. El origen de estos sedimentos se ha relacionado con depósitos de rampa marginal que formaría parte de un dispositivo en rampa honocinal, READ (1982).

Calizas de Villaroya de los Pinares

Calizas compactas beige-claro. Son packstones y grainstones en bancos dm a m con intercalaciones de pasadas más micriticas. Los bancos de rudistas, con miliolídos, pequeños corales ramosos, son característicos de esta unidad. Contiene también **Orbitolina parva**, **O. texana**, **Cuneolina**, **Nautiloculina**, equinidos, lamelibranquios, dasycladáceas... En el sector del Coll de Santa Cristina (Hoja 446, Valls) y la zona de Salomó son frecuentes las intercalaciones de agua dulce o salobre con wackestones y margas de carofitas, ostreidos... En las áreas más meridionales predominan las facies de texturas granoportadas generalmente asociadas a arrecifes coralinos y/o bancos de rudistas, que corresponderían al depósito de bancos marginales de **shoals** de alta energía.

2.4.1.3. Dolomías grises Aptiense sup. – Albiense inf.? (20).

Denominadas también dolomías vacuolares por los autores de las Hojas MAGNA de Valls (446) y Vilanova i La Geltrú (447). Se trata de dolesparitas masivas que en ocasiones pueden presentar restos de bancos de rudistas y fantasmas de texturas oolíticas y bioclásticas. Esta dolomitización afecta a la unidad de Calizas de Villaroya de los Pinares (Gargasiense) y puede llegar a la base del Albiense. Este fenómeno se considera asociado a una emersión que afectaría a los sectores marginales de la cuenca de Salou-Garraf. Se han distinguido como una unidad cartográfica, presentando un espesor que puede variar entre 30 y 60 metros.

2.4.1.4. Margas y calizas (21). Albiense.

En el sector de Garraf es donde se halla mejor desarrollada esta unidad cartográfica. Se trata de una sucesión eminentemente margosa (hasta 150 en total) sobre todo los 120 m. basales, a los que sigue un nivel superior calcáreo de 30 m. El tramo basal margoso puede presentar dolomitización y es de tonalidades verdosas con ammonítidos, belemnites, braquiópodos, espículas de esponjas, radiolarios... A estas facies, que representarían a medios francamente abiertos, probablemente de rampa marginal, le suceden de manera progresiva tramos margosos muy ricos en grandes orbitolínidos (barras), equinidos, rudistas... los cuales corresponderían a un medio más marginal. El tramo superior está formado por grainstones-packstones oolítico bioclástico con arrecifes de corales y bancos marginales de shoals de alta energía con **patch-reefs** de corales y bancos de rudistas asociados. Estas facies pasarían quizás lateralmente hacia tierra a areniscas, arcillas versicolares y ocasionalmente lignitos de la Fm. Traiguera. También podrían equivaler a las unidades de las Calizas de Benassal y Calcarenitas de la Iglesuela en la cuenca del Maestrazgo (Hojas 48 y 41), si bien por el momento no existen datos suficientes que corroboren tales hipótesis.

Las facies esencialmente detriticas pertenecientes al Albiense s.l. comprenden dos unidades litoestratigráficas, que de inferior a superior son:

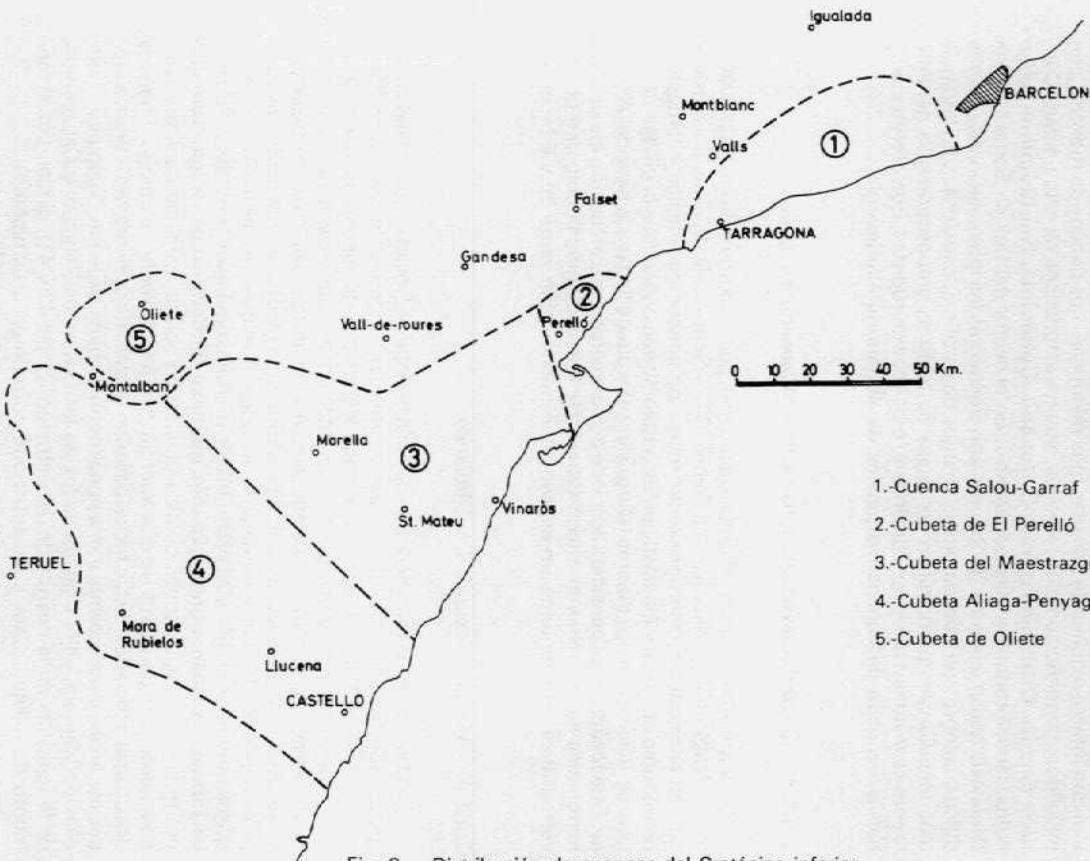
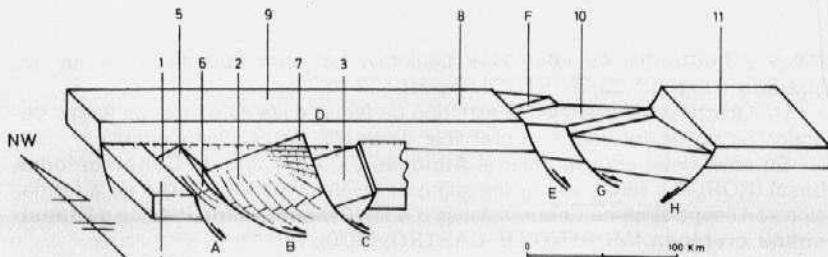


Fig. 8.—Distribución de cuencas del Cretácico inferior.

- 1.-Cuenca Salou-Garraf
- 2.-Cubeta de El Perelló
- 3.-Cubeta del Maestrazgo
- 4.-Cubeta Aliaga-Penyagolosa
- 5.-Cubeta de Oliete



- | | |
|--|-------------------------------------|
| A. Accidente Ateca-Castelló | 1. Cubeta de Aliaga-Penyagolosa |
| B. Accidente Montalbán-Oropesa | 2. Cuenca del Maestrazgo |
| C. Accidente de Pla de Burgar | 3. Cubeta de El Perelló |
| D. Accidente de Tarragona | 4. Alto de Valencia |
| E. Accidente de La Riba-Punta de La Mora | 5. Alto de Ejulve |
| F. Accidente de Sant Quintí | 6. Alto de el Maestrazgo Meridional |
| G. Accidente de Garraf | 7. Alto del Mont Caro |
| H. Accidente del Llobregat | 8. Alto de El Priorat-Prades |
| | 9. Macizo del Ebro |
| | 10. Cuenca Salou-Garraf |
| | 11. Alto de la Cordillera Litoral |

Fig. 9.— Fallas listricas y cubetas en semigraben.

2.4.1.5. Arenas, areniscas, biocalcarenitas, lutitas y en ocasiones niveles de lignito. Albiense (22).

Su desarrollo es escaso. Aflora en el área de Tarragona-Salomó (sector intermedio del dominio meridional de los Catalánides). Se halla comprendida entre las formaciones calcáreas del Aptiense superior y del Cenomaniente.

Se caracteriza por un conjunto de lutitas y margas grises, areniscas mal cementadas, calcarenitas bioclásticas ferruginosas y finos niveles de lignito, con abundantes restos vegetales. La fauna es también rica: Ostreidos, Gasterópodos, Ostrácodos, Equinodermos, Miliólidos, Valvulínidos, etc. Serie tipo: Salomó (Hoja n.º 34-17, VALLS). Potencia aproximada 30 m. y equivale al término informal Formación Traiguera.

En el área de Salomó las facies presuponen un ambiente de **llanura deltática** en sentido amplio: marismas/canales distributarios, llanura mareal y/o **lagoon** (?), etc. En dirección SE (Área de Tarragona) las facies son más distales, tal vez de frente deltático (?). Su edad es **Albiense inferior-medio**.

2.4.1.6. Arenas y lutitas versicolores. (23) Formación Utrillas

La formación está restringida a una reducida franja aflorante en el extremo W del Mapa. Descansa en discordancia cartográfica sobre diferentes términos jurásicos. Su límite superior lo constituye prácticamente el Cenomaniente calcáreo.

Esencialmente está formada por arenas mal cementadas y lutitas versicolores, con abundantes costras y nódulos ferruginosos, restos vegetales limoníticos.

zados y horizontes de lateritas y bauxitas. La serie tipo se encuentra en Llaberia (Hoja n.º 33-18, REUS); espesor 12 m.

La característica esencial de este tipo de facies es la evidencia de largos períodos de no deposición, con probable desarrollo de procesos edáficos.

Su edad debe corresponder al **Albiense** y quizás algo de **Cenomaniense basal** (ROBLES, 1982), ya que los primeros niveles datados a techo de la formación son esencialmente Cenomaniense medio (**Praealveolina ibérica** y **Praealveolina cretácea** (MORENO DE CASTRO, 1970).

2.4.2. Cretácico superior

2.4.2.1. Calizas, margas y dolomias (24) Cenomaniense-Senoniano

El Cretácico superior está constituido por una sucesión predominantemente calcárea formada por calizas bioclásticas, margas y dolomias masivas. El espesor total de la sucesión es de unos 50 m. con pocas variaciones laterales.

El tránsito desde las facies arenosas de Utrillas es brusco, generalmente marcado por un **hard-ground**, excepto en la parte más septentrional (Montmell) donde hay un paso gradual. El techo, normalmente está erosionado.

Hay dos ciclos regresivos en los que se pasa desde una plataforma abierta muy somera a condiciones lagunares y lacustres. Las facies de plataforma abierta están formadas por calizas o dolomias con foraminíferos, mientras las facies salobres están constituidas por alternancias de calizas y margas con foraminíferos, carácneas y ostrácodos.

El primer ciclo tiene edad Cenomaniense (**Simplalveolina simplex**, **Prealveolina cretácea**), y probablemente llega el Turoniense inferior, mientras que el segundo corresponde al Senoniano en sentido amplio, aunque no ha podido precisarse con seguridad con indicadores cronoestratigráficos la presencia del Coniaciense y Santoniense.

2.5. TERCIARIO

Los materiales terciarios están ampliamente distribuidos en esta Hoja. Cabe destacar la presencia de niveles paleógenos del borde oriental de la Cuenca del Ebro en la parte NO de la Hoja y niveles paleógenos localizados en puntos dispersos en zonas más internas de los Catalánides: Llaberia, Salomó y Salou. Por otra parte, los materiales neógenos afloran con gran extensión en las fosas del sistema mediterráneo: Baix Penedès y Camp de Tarragona (Depresión de Reus-Valls), y con menor extensión en el interior del bloque de Garraf.

2.5.1. Paleógeno

2.5.1.1. Paleógeno de Salou y otras zonas internas de los Catalánides

En este apartado se ha agrupado un conjunto de materiales predominantemente lutíticos y carbonatados que se presentan en afloramientos dispersos en

zonas correspondientes a sectores internos de los Catalánides. La edad de estos materiales por lo general es paleocena y/o, eocena siendo difícil establecer relaciones entre sí y sus conexiones con la Cuenca del Ebro. Los afloramientos más externos se presentan en el Cabo Salou. Otros afloramientos de mucha menor extensión se localizan en Salomó, Llaceria y Tarragona, no habiendo sido presentados los de esta última zona en la cartografía dada su escasa entidad.

2.5.1.1.1. Arcillas rojas y conglomerados (25). Arcillas rojas, calizas y conglomerados (26). Paleoceno-Eoceno medio

Esta unidad corresponde en gran parte a los «Niveles de Salou» de COLOMBO (1980) y al «Garumniense» de ESTEBAN (1973) y ESTEBAN y SANTANACH (1974). El corte más completo se presenta en la zona de Platja dels Capellans-Punta Daurada (ESTEBAN, 1973; COLOMBO, 1980). En dicha zona esta unidad mide más de 300 m. y pueden reconocerse los siguientes tramos principales de base a techo:

- 50 m. lutitas arenosas rojas con nódulos carbonatados y ferruginosos dispersos. Intercalan lentejones y niveles de conglomerados de cantos de calizas mesozoicas. Localmente presentan hiladas de yeso.
- 150 m. aproximadamente de calizas micríticas y dolomías con silex. Intercalan esporádicos niveles de margas.
- 120-140 m. Tramos de litología compleja, constituido por una alternancia irregular de niveles de lutitas y margas de colores diversos y calizas, areniscas y conglomerados. Abundan las construcciones algales oncolíticas y estromatolíticas.

Las características sedimentológicas de cada uno de estos tramos, basándose en ESTEBAN (1973) y COLOMBO (1980) son:

Tramo inferior (a): las arcillas, predominantemente illitas, se presentan en niveles masivos y localmente laminados. En muchos casos muestran edafificaciones (nódulos y concreciones carbonatadas, moteado versicolor, bioturbación, etc.). Localmente presentan hiladas de yeso fibroso. Los conglomerados, que se intercalan de modo esporádico, se presentan en niveles lenticulares de escaso espesor.

Tramo medio (b), está constituido por micrítas y biomicrítas, a veces dolomitizadas pasando a verdaderas dolomías. Contienen foraminíferos bentónicos, que localmente forman grainstones (miliólidos, textuláridos, glomalveolínidos, etc.) Hacia el techo y base de la serie intercalan niveles margosos. Las calizas superiores del tramo son biomicrítas con charáceas ostrácodos y moluscos.

Tramo superior (c), está constituido por una alternancia compleja de lutitas, areniscas, conglomerados y calizas. Estas últimas suelen ser algo detriticas, noduloso-brechoides, con microfacies de biomicrita con charáceas, ostrácodos y gasterópodos, a veces con intraclastos y fragmentos estromatolíticos y presentan modificaciones edáficas. Los niveles de lutitas y margas son predominantemente rojizos, aunque abunden los niveles amarillentos o grises, y presentan asimismo trazas de edificación. Los conglomerados poseen fundamentalmente cantos calcáreos y fragmentos de construcciones estromatolíticas, lo mismo que los niveles de areniscas.

El medio sedimento del tramo inferior, probablemente corresponde a un ambiente de llanura aluvial lutítica con esporádicos aportes de materiales detriticos gruesos, que daría paso rápidamente a un ambiente de plataforma marina carbonatada representado por los carbonatos de origen somero del tramo medio. Tras una regresión, se instalarían ambientes de tipo fluvipalustre, representados por los niveles detriticos y carbonatados del tramo superior.

Los materiales paleógenos que afloran en el área de Tarragona y en Salomó son asimilados por COLOMBO (1980) al tramo inferior de la serie de Salou. Están constituidos por lutitas grisáceas o rojas con intercalaciones más o menos abundantes de areniscas siliceas, a veces conglomeráticas. En Llaberia ROBLES (1974) señala la presencia de forma puntual de unos 6 m, de arcillas rojas con yesos, que asimila con dudas al Paleoceno por comparación con la serie de Tarragona de ESTEBAN (1973). NUÑEZ et al. (1980) asimilan estos niveles de Llaberia al Paleógeno. Por otra parte, la existencia de niveles eocenos marinos en Llaberia indicada por BENZAQUEN et al. (1973) ha sido negada por ROBLES (1974).

Probablemente tanto los niveles de Tarragona, como los de Salomó y Llaberia se corresponden al tramo inferior de la serie de Salou, y por ello han sido diferenciados en la cartografía, a excepción de los afloramientos de las cercanías de Tarragona, dada su pequeña extensión.

En lo que se refiere a la datación de los diversos tramos paleógenos de Salou, el tramo lutítico rojo inferior no ha suministrado fósiles. En niveles inferiores del tramo carbonatado medio BENZAQUEN et al. (1973) cita la presencia de *Glo-malveolina dachelensis* y *Glo-malveolina telemetensis* (Clasif. L. Hottinger) y las atribuyen a la parte alta del Paleoceno medio.

Similar atribución asigna COLOMBO (1980) a estos niveles (Preilerdienses). El tramo superior, únicamente ha proporcionado escasos fósiles de interés estratigráfico, entre los que cabe destacar *Nitellopsis (Tectochara)* sp. (n.spp.), y *Harrisichara* sp. COLOMBO (1980) en base a ellos, atribuye el tramo superior al Eocene inferior-medio?.

2.5.2.1. *Paleógeno del sector externo de los Catalánides - Borde oriental de la C. del Ebro*

En la parte noroccidental de la hoja existen dos afloramientos de materiales paleógenos del borde oriental de la Cuenca del Ebro. Mientras en la zona de La Riba yacen sobre niveles mesozoicos y aparecen fuertemente tectonizados, en la zona del Montsant se disponen subhorizontales y en discordancia sobre los materiales carboníferos del Priorat.

2.5.1.2.1. Conglomerados, arcillas con yesos y calizas (27). Paleoceno-Eocene medio-superior.

En la Sierra del Montsant los niveles paleógenos inferiores están constituidos por un conjunto de materiales predominantemente lutíticos rojos o amari-

llentos con intercalaciones más o menos abundantes de niveles de areniscas, y en menor proporción calizas, yesos y conglomerados, de potencia y extensión variable. Este conjunto de materiales diversos ha sido denominado por COLOMBO (1980) Grupo Cornudella, y equivale, en gran parte al Grupo Pontils del dominio central de los Catalánides. (ANADON, y COLOMBO en ANADON et al. 1979-1982).

En la zona que nos ocupa, que incluye la localidad tipo, el Grupo Cornudella está integrado (COLOMBO, 1980) por las siguientes unidades superpuestas:

- Fm. Mediona: Lutitas arenosas rojas y niveles carbonatados pisolíticos de origen edáfico. Se caracteriza por la presencia de *Vidaliella gerundensis*, y posee potencias del orden de varios metros.
- Complejo de Ulldemolins: Unidad constituida predominantemente por materiales lutíticos y una asociación compleja de diversos litotipos intercalados en posición estratigráfica diversa. En los tramos inferiores suelen predominar las calizas, en los intermedios yesos y en los superiores calizas y areniscas. Su potencia oscila alrededor de los 250 m.
- Fm. Albarca: Areniscas silíceas con cemento carbonatado, estratificación cruzada y con niveles lenticulares de conglomerados. Localmente intercala niveles de lutitas. Su potencia oscila entre 15 y 30 m.
- Fm. Morera de Monstant: calizas micríticas con carofitas y ostrácodos y gasterópodos lacustres. Frecuentemente presentan nodulación, trazas de raíces marmorización. Su potencia oscila entre 30 y 85 m.

Sobre estos últimos materiales reposa una potente sucesión de conglomerados con intercalaciones de areniscas y lutitas rojas (Fm. Montsant del Grupo Scala Dei, COLOMBO, 1980).

El conjunto del Grupo Pontils-Cornudella corresponde depósitos de zona distales con respecto al borde de cuenca, formados en ambientes de tipo fluvial. En esta llanura lutítica con esporádicos aportes detriticos gruesos de origen fluvial. En esta llanura lutítica se desarrollarian zonas lacustres someras donde se depositarian fangos carbonatados o evaporitas, que posteriormente, originarian los niveles de calizas con gasterópodos, carofitas, etc., dolomías y los niveles de yeso laminado. En áreas marginales de estas zonas lacustres someras se formarian nódulos de anhidrita que hoy día aparecen como nódulos u horizontes nodulares de yeso. Los niveles de areniscas intercalados en los tramos lutíticos corresponderían a depósitos de canales fluviales de características diversas según la zona y nivel considerado. En este sentido la Fm Albarca constituye la manifestación de un evento fluvial de significación regional.

La datación de esta unidad se ha basado fundamentalmente en las carofitas presentes (COLODRON et al. 1978; COLOMBO, 1980): *Maedleriella mangenotii*, *Maedleriella embergeri*, *Nitellopsis (Tectochara) thaleri* y *Harrissichara sp.*

La presencia de *Vidaliella gerundensis* en los niveles basales permite la asignación de los mismos el Thanetiense.

Así pues, en el área de la presente Hoja, esta unidad representa desde el Paleoceno superior hasta el Eoceno medio-superior (probablemente Bartonense inferior).

2.5.1.2.2. Conglomerados poligénicos (28). Eoceno medio-superior-Oligoceno medio

Sobre el grupo Pontils-Cornudella, en la zona noroccidental de la Hoja se asienta una potente serie fundamentalmente conglomerática que constituye los importantes relieves y cantiles de la Sierra del Montsant, de donde toma nombre la formación que los incluye.

En esta zona, los tramos inferiores presentan una abundancia relativa de lutitas y areniscas rojizas con respecto a los niveles de conglomerados con los que alternan. En estos tramos, los niveles conglomeráticos presentan geometría lenticular, correspondiente a rellenos de paleocanales. Los tramos superiores predominantemente conglomeráticos presentan niveles de gran extensión lateral, estratiformes (COLOMBO, 1980).

La potencia de la Fm. Montsant en esta zona varía entre 550 y 950 m.

Esta unidad se extiende ampliamente hacia el SO, y su afloramiento es paralelo a la alineación del borde oriental de los Catalánides, ya en la Hoja de Tortosa E. 1:200.000. Hacia el NE y hacia el centro de la cuenca pasa rápidamente a otras unidades predominantemente lutíticas con intercalaciones de areniscas, conglomerados y lutitas.

Los conglomerados poseen cantos fundamentalmente de caliza y dolomías, son heterométricos y presentan matriz lutítica-arenosa y cemento calcáreo. Se presentan en niveles de diversas características: masivos, amalgamados, lenticulares, etc., generalmente con bases erosivas netas. Se presentan tanto en niveles de gran extensión lateral, que predominan hacia la parte superior de las sucesiones, como en niveles lenticulares asociados a areniscas y lutitas, que presentan baja relación anchura altura. Los niveles de conglomerados tienden a mostrar secuencias granodecrescentes, aunque a gran escala se trata de un conjunto grano y estratocreciente de las secuencias hacia las partes superiores de las sucesiones (COLOMBO, 1980). Generalmente los conglomerados presentan fábricas de soporte de cantos. Asociados en los niveles de conglomerados, se presentan intercalaciones de areniscas y de lutitas rojizas, más abundantes hacia la zona en las que se produce una transición a unidades lateralmente equivalentes o en los tramos inferiores de la misma. Esporádicamente en estas zonas se encuentran calizas micríticas y arenosas con gasterópodos y carofitas en bancos delgados.

Las características sedimentológicas de los materiales de esta unidad, así como su disposición y geometría indica que se depositaron en zonas más o menos proximales de un sistema de abanicos aluviales (Grupo Scala Dei, al cual pertenece la Fm. Montsant). Este sistema se desarrollaría adosado a un borde de cuenca activo, como lo prueba la existencia de discordancias progresivas en esta unidad. Este borde activo se instaló en un área precisamente alejada del mismo, dando como resultados la progradación del sistema de abanicos hacia el interior de la Cuenca del Ebro, y explicando así las magasecuencias de grano y estratocreciente que se observa en el seno de esta formación.

En las zonas más proximales de este sistema de abanicos tendría lugar el depósito de materiales gruesos mediante mecanismos de «sheet flood» y «stream flood», mientras que en zonas más distales, los flujos irían canalizados en el seno de materiales lutíticos-arenosos (COLOMBO, 1980). Los niveles conglomerá-

ticos lenticulares parecen haberse depositado mediante el concurso de corrientes muy competentes y esporádicas (polifásicas). La competencia de las corrientes y el intenso retrabajamiento impediría la preservación de materiales finos en las zonas proximales de este sistema.

La edad de esta unidad en la zona del Montsant, establecida indirectamente mediante criterios de correlación regional y al yacer sobre el Grupo Pontils-Cornudella, comprendería desde el Eoceno medio-superior (Biarritzense-Bartoniense superior) hasta el Oligoceno medio (COLOMBO, 1980; ANDADON y COLOMBO en ANADON et al. 1979-1982).

2.5.2. Neogeno

2.5.2.1. Mioceno

Los materiales de edad miocénica afloran extensamente, en la fosa del Camp de Tarragona y el sur de la fosa del Penedès, ambas comprendidas dentro de esta Hoja. En estas depresiones, se depositó una potente sucesión miocena gracias a la subsidencia diferencial que originó dichas fosas. Los materiales datados más antiguos reconocidos en superficie son de edad Orleaniense (Burdigaliense inferior), en la fosa del Vallès-Penedès, pero es probable que la diferenciación inicial del graben tuviera lugar con algo de anterioridad.

2.5.2.1.1. Calizas, conglomerados y brechas en la base (29). Aquitaniense-canghiense. Unidad Terrigena Basal.

En esta unidad se incluyen un conjunto de tramos terrígenos cuyos afloramientos se distribuyen a lo largo del margen sur de la fosa del Vallès-Penedès y en los bordes del Campo de Tarragona, aunque su extensión y potencia son relativamente reducidas. Estos tramos aparecen integrados, sobre todo, por brechas y conglomerados, que alternan con niveles lutíticos menos frecuentes. La potencia de esta unidad varía de pocos metros a 30-40 metros. Los materiales de la unidad detrítica basal recubren discordante e inconformemente el sustrato premiocénico, el cual aparece a menudo karstificado.

La presencia de paleokarst, en el contacto mesozoico-mioceno, ha sido puesto de relieve por distintos autores PERMANYER, 1982; CALVET et al., 1983). A grandes rasgos el paleokarst presenta la siguiente zonación, variable según cada afloramiento: a) sustrato mesozoico y/o paleogeno calcáreo afectado por fracturas y diaclasas con presencia de distintos tipos de porosidad (caverna, vug, brecha, etc.). b) una superficie discontinua entre el sustrato y los materiales suprayacentes, formada, en general, por un conjunto de depresiones y montículos. Se interpreta como una superficie de erosión del subsuelo. c) Un nivel, constituido por arcillas rojo-marrón y cantos de la misma litología del sustrato. Ese nivel es discontinuo, de forma lenticular y de dimensiones métricas. Se interpreta como un regolito.

Las brechas, son heterométricas, de litología calcárea (Macizo de Garraf y Camp de Tarragona), cantos angulosos y matriz arcillosa, con presencia ocasional

nal de cicatrices y cierto ordenamiento interno de tipo granodecreciente. La facies de brechas pasa de forma progresiva, tanto vertical como horizontalmente a facies de conglomerados.

En la facies de conglomerados se pueden distinguir dos tipos de subfacies: a) conglomerados, de litología calcárea, cantos de subredondeados a subangulosos, matriz arcilloso-limosa y presencia de secuencias granodecrecientes con la base erosiva. b) conglomerados calcáreos, cantos de subredondeados a redondeados, con perforaciones y matriz calcisiltítica-calcarenítica con fragmentos de fauna marina y estratificación horizontal.

Los niveles de brechas basales se interpretan como depósitos coluviales y/o depósitos de las zonas proximales de conos de deyección de índole local. Los niveles de conglomerados del primer tipo se interpretan como depósitos enmarcados en las zonas intermedias de los conos de deyección, mientras que los conglomerados del segundo tipo se atribuyen a «coastal fan deltas».

La Unidad Terrígena Basal, equivale en parte a la Formación de base de BENZAQUEN et al. (1973a, b y d). No hay dataciones de esta unidad en la Hoja, si bien ésta debe estar comprendida entre el Aquitaniense y el Langhiense.

2.5.2.1.2. Margas, calizas arrecifales y calcisiltitas, areniscas y lumaquelas. Langhiense. Complejo marino y de transición.

En el ámbito de la Hoja de Tarragona, la unidad marina más baja aflorante son las calizas arrecifales (unidad arrecifal). Sobre las calizas arrecifales y a través de un contacto con algunos nódulos fosfatados y abundante glauconita se disponen las margas azules de Vesella (unidad de Vesella) que pasan verticalmente a las unidades de Ardenya, Vilabella y Renau en el Camp de Tarragona.

El conjunto del complejo marino y de transición que aflora en el Camp de Tarragona, es atribuible al Langhiense (ANGLADA Y MARTIN, 1971; MAGNE, 1978) Serivaliense.

Considerado en su conjunto, el Complejo marino de transición muestra una evolución megasecuencial claramente granocrescente y de somerización en sus tramos más algos. Esta evolución registra el relleno progresivo y continuo de surcos sedimentarios durante el Mioceno inferior y medio. Esta evolución megasecuencial culminó en el Penedès y en el Camp de Tarragona con la implantación de un régimen continental.

2.5.2.1.2.1. Unidad arrecifal (30).

Esta unidad aparece bien desarrollada en los sectores marginales de la fosa en el Penedès (CHEVALIER, 1961; PERMANYER, 19827 donde recubre el sustrato mesozoico, o bien, en algunos casos el complejo deltático del Valles (p. ejm. Papiol). Estos niveles arrecifales muestran a techo el desarrollo de **hard-grounds** y son recubiertos por los materiales terrígenos de la Unidad Vesella.

La Unidad está dominantemente constituida por calizas bioconstruidas de có-

lores claros, integradas por corales, algas calcáreas, foraminíferos incrustantes, briozos, etc. La potencia del conjunto, oscila entre escasos metros y un centenar.

Dentro de los depósitos arrecifales es posible diferenciar cinco tipos principales de facies, asimilables a otros tantos subambientes: facies arrecifal bioconstruida, talud proximal, rampa carbonatada, de «*by-pass*» y talud distal. (PERMANYER, 1982).

Esta unidad arrecifal debió formar un cinturón de arrecifes adosados a los márgenes y umbrales de las fosas, cinturón que a su vez se estructuraría en forma de parches arrecifales franjeantes, de escasa continuidad lateral. El área de distribución principal del complejo comprendería desde el Penedès hasta el Camp de Tarragona. Estos depósitos son especialmente reconocibles en los márgenes meridionales del Penedès y Camp de Tarragona y en torno al Bloque de Bonastre y su prolongación en el Penedès (dorsal del Penedès de BENZAQUEN et al. 1973c). Su desarrollo relativo en los diversos sectores debió verse estrechamente controlado por las condiciones variables de restricción de los medios de plataforma y bahía desarrollados al SE de la cadena Prelitoral. Estos se vieron sometidos a las influencias de los aportes terrígenos y de aguas continentales procedentes de los sistemas de abanicos deltaicos (fan-deltas) desarrollados al pie de la Cadena Prelitoral y cuya progradación sobre los medios marinos quedó registrada en las sucesiones de la Unidad de Gelida.

La edad precisa de la Unidad arrecifal es difícil de establecer, pero dadas sus relaciones con las restantes unidades es posible atribuirla al Langhiense superior.

2.5.2.1.2.2. Unidad de Vesella (31).

Esta unidad aparece bien desarrollada tanto en el Camp de Tarragona como en el Penedès. Los datos de subsuelo indican la importancia de los depósitos de esta unidad, pudiendo alcanzar algunos centenares de metros de potencia.

Las sucesiones de la unidad están integradas dominante por niveles de lutitas y lutitas carbonatadas de color gris y azul. Estos materiales suelen ser masivos y bioturbados, conteniendo en ocasiones fragmentos bioclásticos piritizados. En los niveles no afectados por la bioturbación se observa laminación o estratificación fina milimétrica a centimétrica. El contenido paleontológico de estos materiales es variable. En ocasiones contienen gran cantidad de coccolitofóridos (*Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra* s.p., *Helicosphaera kamptneri*, *Sphenolithus heteromorphus*, etc.) (determinaciones de P. AGUILAR), foraminíferos planctónicos (*Globigerina woodi*, *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides sicanus*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides quadrilobatus*, etc.), ostrácodos, bivalvos, fragmentos de equinodermos, etc., que indican unas condiciones marinas no excesivamente restringidas.

Por sus características sedimentológicas y faunísticas (presencia frecuente de coccolitofóridos y foraminíferos planctónicos), los tramos y sucesiones casi exclusivamente lutíticos de la unidad (desarrollados especialmente en el Camp de Tarragona y Baix Penedès) son interpretables como depósitos de «*offshore*»,

sedimentados bajo condiciones de una cierta profundidad, por debajo del nivel de acción del oleaje. Con frecuencia estas sucesiones aparecen localizadas en los antiguos surcos sedimentarios acusadamente subsidentes. La presencia de abundante **Orbulina** en estas margas cuando no están alteradas nos indican una edad post-Langhiense (probable Serravaliense) (comunicación personal de PORTA).

2.5.2.1.2.3. Calsiciltitas, areniscas y lumaquelas (32). Unidad de Ardenya

Esta unidad se observa en el Camp de Tarragona. Está constituida básicamente por calcisiltitas, areniscas y lumaquelas. La potencia de los materiales de la unidad Ardenya varía de pocos metros a casi algunos centenares. En el centro de surcos sedimentarios, los materiales de la unidad Vesella-Vilafranca pasan de forma gradual y rápida a los materiales de la unidad Ardenya. Las facies de la unidad Ardenya son claramente expansivas respecto la unidad Vesella-Vilafranca, y onlapan el sustrato mesozoico, así como a los depósitos de la unidad detritica basal. Lateralmente la unidad Ardenya pasa a la unidad Vilabella y hacia techo e interior de la cuenca hacia la unidad Renau de forma muy rápida.

Las principales facies que integran esta unidad son:

- calcisiltitas de color ocre, constituidas por detritos bioclásticos y elementos detriticos. Presencia de peloídes, foraminíferos bentónicos (**Cibicides**, **Discorbis**, **Ammonia**, **Florilus**, **Elphidium**, **Bolivina**, etc.), cuarzo, equinodermos, moluscos, briozoos, ostrácodos, foraminíferos plantónicos, dientes de pez, etc. Laminación paralela, a menudo bioturbada. Localmente presencia de lentejones bioclásticos, parches bioconstruidos de briozoos y acumulaciones de briolitos.
- areniscas de grano fino a muy fino, de color beige a casi blancas. Constituidas por granos de cuarzo, moscovita, y secundariamente por bivalvos, gasterópodos, briozoos. Se disponen en cuerpos tabulares de 1 a 4 metros de potencia, muy bioturbados. Se ha observado «hummocky beds» amalgamados.
- areniscas y calcarenitas de grano medio a fino. Existe una gradación entre una arenisca compuesta básicamente por elementos terrígenos a una calcarerita compuesta básicamente por elementos bioclásticos. De color beige claro, las areniscas, a color ocre, las calcarenitas. Esta facies se presenta formando distintos cuerpos sedimentarios, destacando la geometría de cuerpos de hasta 5 metros de altura y más de 100 metros de largo, con estratificación cruzada de gran escala y la geometría de cuerpos tabulares de 1 a varios metros de potencia, con estratificación horizontal, y en general intensamente bioturbados.
- lumaquelas, constituidas básicamente por bioclastos (enteros y fragmentados) de equinodermos, ostreídos, pectínidos, bivalvos, gasterópodos, rodofíceas, briozoos, litoclastos, etc. En la mayoría de casos se presentan formando capas gradadas, mediante secuencias «fining upwards». Se han distinguido distintos tipos de secuencias. Destaca la secuencia caracterizada por: base erosiva, un tramo inferior lumaquelico con bioclastos en disposición subparalela junto al contacto erosivo. El tramo inferior (**rusdtone**) pasa progresivamente al tramo intermedio (**floodstone**) en el que los bioclastos están dispuestos al azar. El tramo superior está constituido por calcisiltitas o areniscas finas con estratificación

horizontal y ocasionalmente ripples de oleaje. La potencia de este tipo de secuencias varía de 1 a 5 metros. Otro tipo de secuencia característica es la constituida por una base gradual y rápida, y con la mayoría de los bioclastos en disposición paralela o subparalela a la estratificación.

La facies de calcisiltitas ocres se interpretan como depósitos de «*nearshore*» de buen tiempo y/o de «*offshore*» situados debajo del nivel efectivo del oleaje. En los períodos de calma, se desarrollarían los parches arrecifales de briozoos. La facies de areniscas de grano fino se interpretan como depósitos de tormenta desarrollados entre el nivel de base del oleaje y el de tormenta, la presencia de «*hummocky beds*» corrobora este enmarque deposicional. Las facies de areniscas y calcarenitas con estratificación cruzada de gran escala se interpretan como **sand waves** o **sand bars** desarrollados durante condiciones de oleaje en zonas de «*nearshore*». Las facies arenosas tabulares corresponden a cuerpos arenosos situados en ambientes de cordones litorales. Las secuencias gradadas de lumacañas se han interpretado como depósitos de tormenta y/o maremotos. Tanto los **sand waves** como las tormentitas corresponden a depósitos de períodos de mal tiempo, mientras que las calcisiltitas corresponden a depósitos de buen tiempo.

Unidad de Vilabella.

Se observa de forma muy local y puntual en el Camp de Tarragona. Se dispone, en los bordes de la cuenca, o bien directamente encima el sustrato mesozoico o bien encima la unidad detrítica basal. Es muy posible, que la unidad de Vilabella, esté mucho más desarrollada hacia el NW del Camp de Tarragona, pero esta área está totalmente recubierta por sedimentos posteriores. La potencia de esta unidad varía de pocos metros a algunas decenas.

Está constituida por una alternancia de conglomerados calcáreos con perforaciones, de redondeados a subredondeados, y de areniscas. Las areniscas están constituidas básicamente por cuarzo y en menor proporción feldespatos y fragmentos bioclásticos. En general son masivas y presentan estructuras de pseudonódulos y «*ball and pillow structures*». Estos depósitos se interpretan como depósitos de fan deltas.

Unidad de Renau

Esta unidad está restringida en el Camp de Tarragona. La base de la formación viene marcada por un brusco incremento en la proporción y tamaño de los elementos detríticos. El techo viene marcado por una discontinuidad que la separa del complejo continental terrígeno del Mioceno superior.

Está constituida básicamente por conglomerados y areniscas mal clasificadas, biostromos de ostreas, siendo esta una de las características sedimentológicas de la unidad de Reanau. La mala clasificación de los materiales, la abundante presencia de elementos gruesos terrígenos, la gran abundancia de biostromos de ostreas, llevan a interpretar al conjunto de estos sedimentos como depósitos de un ambiente costero restringido, con claras influencias continentales.

2.5.2.1.3. Arcillas y conglomerados (33). Complejo continental superior. Mioceno superior.

Esta unidad agrupa un conjunto de sucesiones no marinas, casi exclusivamente terrígenas que afloran de modo restringido en el Camp de Tarragona y en el sector de la fosa del Vallès-Penedès comprendido dentro de los límites de la Hoja.

En el Penedès, los materiales aflorantes de esta unidad recubren normalmente los depósitos del Complejo marino y de transición del Mioceno inferior y medio. En el Camp de Tarragona se observan en cambio contactos disconformes e incluso suavemente discordantes entre ambas unidades. Superiormente la unidad considerada está limitada por superficies erosivas sobre las que se desarrollaron las sucesiones continentales pliocénicas (Gallart, 1981). De manera generalizada el recubrimiento cuaternario enmascara buena parte de los materiales de la unidad, cuya potencia es estimable desde algunas decenas a varios centenares de metros (200-300 m) según los sectores. La escasez de afloramientos y la carencia de datos precisos del subsuelo impiden determinar el espesor máximo.

Dentro de las sucesiones reconocidas en esta unidad, las asociaciones de facies dominante arenosas y conglomeráticas con niveles de amplia extensión lateral que alternan con niveles y tramos lutíticos, son poco frecuentes. Dominan en cambio las sucesiones lutíticas con intercalaciones ocasionales de niveles lenticulares de arenitas y/o conglomerados. La extensión lateral de estos cuerpos lenticulares es limitada y raramente rebasan los 3 m de espesor. Su origen estaría relacionado con el relleno dominante vertical de paleocanales de escasa entidad. En los casos en los que las lutitas integran casi exclusivamente las sucesiones, éstas pueden intercalar delgados niveles de calizas lacustre-palustres con acumulaciones de organismos límnicos y terrestres. Los sedimentos lutíticos de unas y otras sucesiones son por lo general de color pardo rojizo, pero éste puede verse modificado, reflejando procesos de diageneración edáfica. Estos dieron en algunos casos lugar a la formación de suelo pardo con desarrollo de horizontes carbonatados (Renau en el Camp de Tarragona). En otros sectores las condiciones locales de hidromorfía causaron el desarrollo de niveles decolorados grises o de tonos abigarrados (Gunyoles y Garidells en el Camp de Tarragona).

Las características de las sucesiones de la unidad en los sectores del Baix Penedès y Camp de Tarragona indican que sus materiales fueron depositados en orlas fluviales y en llanuras lutíticas marginales y distales de los sistemas aluviales desarrollados en el ámbito de las fosas del Vallès-Penedès y del Camp de Tarragona.

La edad de los materiales del Complejo es variable según el sector que se considere. En el Baix Penedès, los yacimientos de mamíferos fósiles localizados en sectores muy próximos al límite septentrional de la Hoja (Can Almirall, al N de La Almunia; Les Conilleres) indican una edad Astaraciense inferior (Mioceno medio) para los materiales basales de la unidad, pudiendo aceptarse que los niveles más altos pueden alcanzar una edad Vallesiense-Turoliense? (Mioceno medio-superior). En el Camp de Tarragona, el conjunto de materiales que descienden disconforme o discordantemente sobre el Complejo marino y de transi-

ción, no ha librado fósiles característicos y sería atribuible al Vallesiense-Turoliense en base a criterios estratigráficos.

2.5.2.2. *Plioceno*

2.5.2.2.1. Conglomerados y arcillas (34). Unidad Continental.

En esta unidad se integran sucesiones poco potentes de lutitas, arenitas y conglomerados de origen continental y edad pliocénica, observables dentro del ámbito de la Hoja en el Valle del Gaià (Camp de Tarragona) especialmente desde el estrecho del Pont d'Armentera hasta Vilabella.

Los materiales continentales pliocénicos se disponen disconformemente sobre los materiales del Mioceno medio y superior y se adaptan a un paleorrelieve que es fosilizado. Una suave discordancia remarca en ocasiones la discontinuidad existente. En el valle del Gaià el techo de la unidad aparece recubierto por depósitos torrenciales atribuibles al Villafranquiano. Debido a sus características el espesor de la unidad es variable en los distintos sectores alcanzando un máximo de unos 50 m, si bien la potencia media de las sucesiones suele ser menor.

Las sucesiones de esta unidad están dominanteamente integradas por niveles de lutitas rojas, arenitas y conglomerados que integran secuencias generalmente positivas de potencia media a baja (desde 1 a 9 m). Las secuencias integradas dominantemente por areniscas y conglomerados se intercalan y alternan con tramos dominante mente lutíticos en los que los niveles de areniscas y conglomerados son poco potentes, lenticulares y de amplia extensión lateral.

Al igual que en sectores más septentrionales del sistema de fosas (Alt Penedès), es frecuente la presencia de indicios de diagnénesis edáfica, con desarrollo de nódulos y costras carbonatadas. Localmente (Vilarrodonia) se observa la presencia de paleosuelos hidromorofos de tipo gley.

Las sucesiones de esta unidad fueron depositadas en sistemas de abanicos aluviales cuyas zonas proximales se adosaban a los márgenes tectónicos, ya muy poco activos, de la fossa del Camp de Tarragona. La importancia y frecuencia de los procesos de alteración edáfica indicaría una tasa de sedimentación relativamente baja. Las características de las alteraciones resultantes sugieren que éstas se desarrollaron bajo unas condiciones climáticas de humidificación y desecación estacionales, si bien las condiciones locales de drenaje eran variables.

La presencia de *Stephanomys minor*, característico de la biozona MN-15, en los niveles de Vilarrodonia permitirían su atribución al Plioceno superior. Tanto por su edad como por las relaciones geométricas que guarda su base con las series miocénicas infrayacentes, la sedimentación de los materiales continentales pliocénicos registra una fase póstuma de sedimentación terrígena desarrollada bajo condiciones de agradación. Esta fase de agradación habría estado precedida de otra netamente erosiva indicada por la existencia de lagunas estratigráficas y el desarrollo de un paleorrelieve. Es posible que el desarrollo de esta discontinuidad erosiva esté relacionado con la fase erosiva desarrollada en el ámbito Mediterráneo durante la regresión Messiniense.

Es importante destacar el trabajo de PORTAL et al. (1979) los cuales citan la presencia del Plioceno marino, en el ámbito de esta Hoja, en las proximidades de Sant Vicens de Calders.

2.6. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios de esta Hoja, se pueden agrupar en tres tipos diferentes:

- Continentales, de gran desarrollo y extendiéndose desde la base de los relieves importantes hasta casi la línea de costa.
- Marinos, restringidos al litoral.
- Transición, de los cuales los mejores representantes son los deltas de los ríos Ebro y Llobregat.

2.6.1. Depósitos continentales

2.6.1.1. Aluvial (46)

Se refiere a pequeños depósitos localizados en las márgenes de los ríos, cuya naturaleza depende del área madre circundante, dominando los cantos de caliza en una matriz arenosa.

Hay que destacar por su singularidad los aluviales de los ríos Llobregat y de los ríos que procedentes de la Sierra del Litoral desembocan en la llanura deltaica. sembocan en la llanura deltaica.

Se trata de limos y arcillas, de color beige a marrón, donde son frecuentes los niveles orgánicos de raíces.

2.6.1.2. Fondo de rambla (47)

Se incluyen bajo este nombre, todos aquellos depósitos que actualmente forman el relleno de los ríos y arroyos, con un régimen intermitente y altamente torrencial.

Su litología está constituida por cantos heterométricos, de hasta 50 cm. de diámetro, mal clasificados y subangulosos, cuya naturaleza responde al área fuente correspondiente y en los que la matriz es prácticamente nula.

Se encuentran bien representados en la zona occidental de la Hoja, a lo largo de los ríos Maspujols, Rifá, Francolí, etc...

Morfológicamente presentan un perfil transversal en artesa, de fondo plano y paredes verticales.

2.6.1.3. Llanura de inundación - primera terraza (48)

Quedan incluidos aquí los depósitos susceptibles de ser inundados por las aguas en momentos excepcionales de avenidas.

Su litología es fundamentalmente limo-arcillosa, aunque localmente puedan existir cantos de caliza empastados en una matriz arenoso-arcillosa.

En la cartografía se ha incluido en esta unidad la terraza de 2 a 3 m. Morfológicamente presenta una superficie plana, suavemente incidida por el curso actual de agua.

2.6.1.4. *Terrazas bajas (40)*

Bordeando el cauce actual de los ríos Francolí y Gaya, existen unos depósitos fluviales que cubren una importante extensión superficial.

Se trata de unos conglomerados de cantes de caliza fundamentalmente, englobados en una matriz arenoso-arcillosa y ligeramente cementados. Presenta además estructuras típicas de este medio, como son: estratificaciones cruzadas, barras, etc. Todo el conjunto se sitúa a una altura comprendida entre 6 y 10 m.

2.6.1.5. *Terrazas medias (36)*

Por encima de la anteriormente descrita y en los mismos ríos, aparece otro depósito claramente fluvial, con una litología similar a la anterior, aunque con un mayor grado de cementación.

La altura relativa respecto al cauce actual de este nivel, es de 20 m.

2.6.1.6. *Conos de deyección (40) y Conos de deyección recientes (52)*

Pertenecen a este grupo todos aquellos depósitos arcillosos, con algunos niveles de cantes (generalmente caliza y dolomía), que se forman a la salida de barrancos o torrenteras, donde al llegar los materiales, procedentes de un relieve anterior, se expanden dando la típica forma de cono. El perfil longitudinal y transversal es convexo, diferenciándose bien su forma de la de otros depósitos.

Dentro de este grupo, se observan, al menos, dos generaciones: una más antigua y algo encostada, representada por formas mayores y en general dirigidas hacia la costa, y otra, de formas más pequeñas, con poco grado de cohesión en sus materiales y que se forman normalmente en las llanuras de inundación de algunos ríos al desembocar arroyos de categoría inferior.

Hay que destacar además, la presencia de otros conos de deyección de gran tamaño en la fosa del Bajo Penedès, donde quedan parcialmente cubiertos por formaciones limosas de carácter eólico. En esta zona se observa la existencia de una gran actividad edáfica anterior, con un intenso movimiento de carbonatos.

Según GALLART F. (1981) la parte inferior de estos depósitos, suele estar fuertemente cementada y la superior muestra la acción de edafogénesis sucesivas.

2.6.1.7. *Abanico aluvial antiguo (35)*

Se trata de un depósito de pequeña extensión, situado al W de Montroig y en las proximidades al relieve.

Morfológicamente presenta un aspecto triangular, de perfil longitudinal cóncavo, fuertemente disectado por la red fluvial actual.

Litológicamente presenta cantes de hasta 30 cm. de diámetro englobados en una matriz arenosa, fuertemente cementada. Todo el conjunto presenta a techo una potente costra calcárea.

Corresponde, según diversos autores (LERET VERDU y PEREZ GARCIA, 1970), a un depósito fluvio-torrencial de alta energía.

2.6.1.8. Abanicos aluviales (39)

A continuación del anterior y encajado en él, por medio de un resalte morfológico, se extiende un amplio sistema de abanicos aluviales que desde la margen izquierda del Bco. de Rifá se extiende hasta Hospitalet del Infant, alcanzando las proximidades de la línea de costa.

Está formado por cantos mesozoicos y graníticos, englobados en una matriz arcillo-arenosa. Al igual que los anteriores presenta una costra calcárea a techo. Según estos mismos autores, los depósitos pueden llegar a alcanzar en algunos puntos los 100 m. de espesor.

2.6.1.9. Abanicos aluviales encostrados (38)

Situados al pie de los macizos paleozoicos y mesozoicos que aparecen en las zonas de Reus y Valls, ocupan una amplia extensión que va desde la margen izquierda del río Maspujols hasta la localidad de Alcover, extendiéndose más al sur hasta las proximidades de Tarragona.

Litológicamente están constituidos por cantos heterométricos y subangulosos, procedentes del área madre circundante y están empastados en una matriz arcillo-arenosa rojiza. Puntualmente, existen niveles lentejonares de arenas. Todo el conjunto presenta a techo un costra calcárea.

Según diversos autores, que con anterioridad han estudiado estos depósitos (LERET VERDU y PEREZ GARCIA, 1970), podría tratarse de un depósito contemporáneo con el anterior, siendo el único factor que los diferencia, la ausencia de cementación para este último.

2.6.1.10. Mantos de arroyada (42)

Se trata de uno de los depósitos que ocupan mayor extensión, que arrancando de los relieves próximos, situados al NW., se extienden desde el río de Riudecañas hasta el río Francoli.

Son depósitos correspondientes a un régimen laminar, donde los pequeños hilos de agua se unen dando un manto continuo (corrientes de «sheet flood»).

Están constituidos por materiales detriticos finos: arcillas y arenas fundamentalmente, con cantos distribuidos irregularmente y algún canal muy aislado, que hacia zonas distales, próximas a la línea de costa, disminuyen notablemente. Estos depósitos no suelen sobrepasar los 25 m. de espesor.

2.6.1.11. Coluvión reciente (52)

Muy escasos aparecen al pie de algunas laderas, con una litología fundamentalmente arcillo-limosa, que contiene además, cantos angulosos de caliza y dolomía, muy mal clasificados, en donde puede apreciarse el escaso transporte sufrido por el sedimento.

La cohesión del material es escasa, aunque puntualmente se observan algunas carbonataciones.

2.6.1.12. *Coluvión antiguo* (37)

Forman una banda que rodea los relieves Mesozoicos preexistentes. Su litología la constituye una brecha heterométrica y polimicta, cuya matriz arcillo-limosa es muy calcárea, presentando localmente fuertes cementaciones. Hacia el E de la Hoja el carácter de estos materiales se vuelve muy limoso, como ocurre en la depresión de Vilanova i La Geltrú.

El transporte de estos materiales es corto, y morfológicamente corresponden a un piedemonte.

La génesis es la misma que la de los coluviones recientes, diferenciándose de estos, por su desarrollo y grado de compactación.

2.6.1.13. *Rellenos cársticos*

Aunque no son representables cartográficamente, debido a la escala de trabajo, conviene citar los numerosos depósitos cársticos desarrollados en el fondo de dolinas, por la laterización de calizas y dolomías.

Su presencia es de destacar en algunos macizos, pero excepcionalmente en los que aparecen en el macizo de Garraf.

2.6.1.14. *Aluvial-coluvial* (49)

Se trata de depósitos de origen mixto, en los que es difícil separar aquellos materiales transportados por una dinámica fluvial, de aquellos otros, que procedentes de las laderas caen al fondo de las depresiones.

Su naturaleza está constituida por niveles de cantos angulosos, con una matriz arcillosa, alternantes con materiales que denuncian claramente una corriente tractiva.

Hay que señalar la extensión e importancia de este tipo de depósito en la depresión del Valls, resaltando aquí su carácter limoso, como consecuencia de la naturaleza del sustrato Terciario.

2.6.1.15. *Glacis de Cobertera* (43)

Aparecen en las fosas del Penedès y Vilanova i La Geltrú. Son glacis con depósito. Los primeros al N de la Hoja, pertenecen al último nivel de glacis dentro de una serie de encajamientos sucesivos, de los cuales los niveles superiores se encontrarían en el Alto Penedès, pertenecientes a la Hoja 1:200.000 de Hospitalet de Llobregat.

El nivel más reciente es fundamentalmente limoso, aunque localmente presente lentejones de cantos de caliza poco definidos. Encima de él, hay un importante recubrimiento de limos eólicos carbonatados, con intensos procesos de edafización.

Los glacis de la fosa de Vilanova i Geltrú, son también de carácter limoso, pero con un contenido mayor en cantos y un cierto grado de encostramiento.

2.6.1.16. *Limos* (44)

Situados en ambas vertientes de la Cordillera litoral y a lo largo del valle del Llobregat, ocultan parte de los relieves preexistentes.

En los lugares donde el espesor es considerable, se ha podido diferenciar hasta tres ciclos sedimentarios. Cada uno de ellos consta de un nivel inferior de brechas, uno medio de origen eólico y uno superior formado por «muñequitas», que en ocasiones, son tan numerosas que llegan a formar una verdadera costra.

VIRGILI C. (1960) atribuye estas alteraciones a cambios climáticos, que variarían desde áridos y fríos hasta cálidos y húmedos. Según esta autora, la edad correspondería a las fluctuaciones climáticas de la última glaciaciόn.

2.6.1.17. *Turbera*

En la zona de Vilanova i la Geltrú, existe una pequeña turbera, erosionada por el mar, en la punta de San Gervasi.

Se trata de un depósito de tipo palustre, que aunque no es cartografiable a la escala de trabajo, tiene un especial interés, al ser el único existente en la Hoja. Su edad es Holocena.

2.6.2. Depósitos de transición. Deltas.

Dentro de los medios de transición quizás sean los deltas los que presentan un mayor interés, por su gran variedad de facies y en este caso por su desarrollo, mostrando la interacción real entre el medio continental y el medio marino.

En esta Hoja existen dos excelentes ejemplos, que son el delta del Ebro y el del Llobregat.

2.6.2.1. *Llanura deltaica* (45)

En la Hoja de Tarragona, aparecen dos llanuras deltaicas, correspondientes a los ríos antes citados.

La del río Ebro, según MALDONADO (1972 y 1975) ha sido construida por sedimentos pertenecientes a cuatro ambientes sedimentarios principales:

1) Fluvial, que corresponde a los **leveés** naturales, canales del río, canales abandonados y distributarios.

2) Palustre, que comprende los ambientes lagunal, de marisma, llanuras de arenas y canales de corriente.

3) Fluvio-marino, que incluye playas, barras y flechas.

Respecto a la del río Llobregat, ocupa una extensión considerable, ligeramente inferior a los 100 km², apoyándose sobre materiales de diferente edad: Miocene cerca de Montjuic, Triásico en Gavá, Paleozoico en Sant Boi, etc. Su naturaleza y estructura ha posido ser conocida gracias a la realización de una serie de sondeos practicados para el alumbramiento de aguas.

El estudio de su estratigrafía y características sedimentológicas, ha sido realizado por MARQUES ROCA M.A. (1966, 1972 y 1975). Según esta autora, la base del delta está formada por unas gravas y arenas, en las que se han encontrado *Vermetus* sp. y perforaciones de *Lithophaga* (S.S.), que indican una permanencia de estas gravas bajo el agua. Su extensión se puede seguir a lo largo de todo el delta, aunque la profundidad a que se encuentran es variable: 63 m. en la parte central, 36 en el extremo occidental, etc. También es característico su tonalidad amarillenta.

Sobre estas gravas y restringidas a las zonas próximas a la Laguna de la Murtra y Laguna de La Ricarda aparecen unos niveles arenosos, que se acuñan hacia el interior y que contienen fauna salobre.

Por encima, aparece una cuña limo-arcillosa que corresponde al prodelta, que se estrecha hacia el valle y hacia los bordes. Las especies de este tramo son numerosas y corresponden a la fauna actual del Mediterráneo.

Finalmente, el nivel detrítico superior, arenas en su mayor parte, se encuentra recubierto por suelo y materiales de relleno.

2.6.2.2. *Leveés (50)*

Situados en el delta del río Ebro, constituyen uno de los depósitos más característicos del medio fluvial.

Su génesis se debe a la superposición de sedimentos que deja el río en épocas de crecida y desbordamiento.

En la Hoja de Tarragona, presentan una altura de hasta 1,5 m. sobre el nivel del río, que decrece hasta unos pocos centímetros sobre el mismo nivel, adquiriendo una forma de cuña típica de estos depósitos (MALDONADO, 1980).

Litológicamente, este mismo autor, los describe como formados por arenas medias y limos, mostrando localmente laminación cruzada de bajo ángulo y ripples, además de raíces y plantas.

2.6.2.3. *Marismas colmatadas (55)*

Este tipo de marismas constituyen el estadio más avanzado en la evolución de los sedimentos palustres. Los sedimentos son similares a los de los ambientes lacustres y el contenido biológico lo constituyen fundamentalmente, restos de plantas, gasterópodos continentales, ostrácodos y escasos foraminíferos.

Predominan en cuanto a estructuras los **burrows** y los tubos de raíces. Esporádicamente, aparece laminación paralela y muy raramente cruzada. El contenido en materia orgánica es a menudo superior al 10 por 100.

Las más importantes son las que aparecen en los deltas de los ríos Ebro y Llobregat. En este último se presentan relacionadas con las Lagunas de La Murtra, de La Ricarda y del Remolá.

En ellas existe una importante acumulación de arcillas orgánicas y turba, con frecuentes cambios laterales de facies.

Merecen especial mención, otras marismas próximas al litoral, en las cerca-

nias de Salou y Cunit y que en ocasiones se encuentran separadas de la actual línea de costa por un cordón litoral de dunas, como en el caso de Els Estanys.

2.6.2.4. *Marismas sin colmatar* (56)

Se caracterizan por tener un alto contenido en materia orgánica, por ocupar extensas áreas en la llanura deltaica del Ebro y por la escasa profundidad de las aguas, que en ningún caso excede los 2 m. (MALDONADO, 1975 b).

Estas lagunas presentan fuertes cambios de salinidad, aumentando notablemente cuando el nivel del mar se eleva en la bahía y el agua marina entra a través de un canal de corriente estrecho.

Los materiales que se pueden encontrar son: arenas en la base y lutitas a techo, con estratificación paralela y laminación, a veces borradas por una intensa bioturbación.

2.6.2.5. *Marismas arenosas orgánicas* (54)

Se encuentran situadas en el delta del Ebro, próximas a Riomar, cerradas actualmente por una flecha litoral.

Su diferencia con las anteriores, es su litología más arenosa y su mayor salinidad. Como en las marismas no colmatadas su contenido en materia orgánica es abundante.

2.6.2.6. *Dunas litorales* (60)

Aparecen frecuentemente a lo largo del litoral. Cuando las playas, como en el caso de La Pineda son estrechas y alargadas, las dunas se sitúan inmediatamente detrás, formando un cordón que cierra zonas de marismas o zonas pantanosas, como ocurre con Els Estanys, muy próxima a Salou.

Su litología es de naturaleza arenosa, fundamentalmente cuarcítica, salvo en La Pineda, donde están constituidas casi exclusivamente por fragmentos de conchas de moluscos.

2.6.2.7. *Limos pardos* (51)

Se sitúan al oeste de Salou y en la zona de Vilanova i la Geltrú fundamentalmente.

Se trata de unos depósitos de reducida extensión, que procederían posiblemente del lavado de las arcillas de los conos de deyección circundantes, aunque la presencia de cantos marinos con perforaciones de litófagos indicaría una influencia de este ambiente en estos sedimentos.

2.6.3. Depósitos marinos

2.6.3.1. Playa (59)

Estos depósitos aparecen frecuentemente a lo largo de toda la costa, encontrándose en particular desarrollados en el delta del Ebro y del Llobregat.

Su litología es de naturaleza arenosa fundamentalmente cuarcítica.

2.6.3.2. Flecha litoral (57)

Constituida por arenas, se sitúa en la parte norte de la terminación oriental del delta del Ebro, concretamente en el área del Golfo de San Jorge. Cierra de esta forma una zona de marisma arenosa orgánica.

Su génesis se debe a la anexión sucesiva de barras litorales sumergidas, quedando un surco entre la precedente línea de costa y la barra anexionada colmatándose posteriormente. (MALDONADO, 1980).

2.6.3.3. Cordón litoral (58)

Se trata de pequeñas barras de arena existentes en el delta del Ebro, en el límite occidental de la Hoja, que delimitan pequeñas albuferas o lagunas, favoreciendo así su colmatación.

Su génesis tiene lugar en el frente deltaico, siendo su contenido biológico muy bajo o nulo, aunque excepcional y localmente puede haber concentraciones de fauna hasta el 70 por 100 del sedimento total. (MALDONADO, 1979).

2.6.3.4. Antiguos niveles marinos

Los afloramientos de antiguos niveles marinos cuaternarios, se distribuyen a lo largo de toda la costa, en esta Hoja. Aunque no representativos a nivel cartográfico, merecen especial mención.

Estudiados con anterioridad, en Cataluña, por diversos autores (ALMERA, 1904; MARQUINA y MARTINELL, 1980...), J. PORTA y J. MARTINELL, 1981, realizan un trabajo de síntesis y aportación de nuevos datos, sobre la aparición de estos depósitos de edad y Tyrrheniense, en todo el litoral catalán.

De norte a sur, pueden observarse en el Macizo de Garraf (Cueva del Gos, Cueva verda, Playa de las Coves), Bará, Cabo Salou (La Pineda, el Racó, Cala Font, Els Replanells y Playa Larga), Hospitalet del Infant y Ametlla de Mar.

Morfológicamente se disponen de formas variadas a lo largo del litoral. Al norte se adosan a una costa de tipo acantilado, para pasar hacia el sur a hacerlo sobre abanicos aluviales.

Su importancia estriba en que, precisa la llegada de la fauna cálida procedente del Atlántico norte, cuyo máximo representante es **Strombus bubonius**.

3. PETROLOGÍA

3.1. ROCAS IGNEAS HERCINICAS

3.1.1. Rocas Plutónicas

Las rocas plutónicas que afloran en la Hoja de Tarragona se hallan dispersas en cuatro plutones más o menos independizados en el afloramiento, intruyendo casi exclusivamente en materiales del Carbonífero inferior. Estos materiales, afectados por el metamorfismo regional hercíniano en muy bajo grado, son corneificados en el contacto con las rocas ígneas, desarrollándose junto al mismo una aureola de metamorfismo térmico.

Este emplazamiento epizonal de los magmas graníticos condiciona la existencia de contactos netos en las rocas encajantes, así como el desarrollo localizado de **magmatic stoping**.

Por otra parte, el conjunto de las rocas plutónicas y su encajante paleozoico se halla atravesado por diversos diques (no cartografiados a esta escala) de pór-fidos graníticos, tonalíticos y dioríticos, con microestructuras que en algunos casos muestran características de emplazamiento subvolcánico.

Las composiciones químicas de las rocas estudiadas denotan un contenido en SiO_2 relativamente bajo (granodioritas y tonalitas como tipos dominantes), mientras que los contenidos en Fe_2O_3 (T), CaO y MgO son relativamente elevados.

Mineralógicamente se caracterizan por la presencia muy frecuente de hornblendita, a veces en cantidades notables, siendo muy destacable la presencia de ortopiroxeno en las tonalitas de Vilanova d'Escornalbou y Riudecanyes. Sin embargo, el mineral mafico dominante es la biotita.

El emplazamiento somero, la mineralogía y químismo de las rocas podría sugerir un origen muy profundo de las magmas, probablemente bastante desligado de la anatectia de metasedimentos asociada al metamorfismo regional hercíniano.

La clasificación de las rocas se ha basado en la terminología de STRECKEISEN (1976), en la que se consideran las proporciones relativas de cuarzo, feldespato

alcalino y plagioclasa. Asimismo se indican los minerales maficos esenciales o accesorios según orden decreciente de abundancia.

Los tipos principales reconocidos han sido los siguientes:

3.1.1.1. Cuarzodioritas biotítico-hornbléndicas y cuarzomonzodioritas (4)

Constituyen pequeñas masas rocosas de color gris oscuro, de grano medio, asociadas a las tonalitas de Vilanova d'Escornalbou y Riudecanyes, no cartografiadas a la escala de esta Hoja, aunque han sido localizadas en el mapa con valor orientativo.

3.1.1.2. Tonalitas biotítico-hornbléndicas (3)

Estas rocas constituyen gran parte del plutón de Alforja-Aleixar Vilaplana, aunque el afloramiento no es totalmente homogéneo y pueden hallarse variaciones en composición mineralógica y química en diferentes sectores del mismo. Así, en Alforja, la roca es muy rica en hornblenda, mientras que es escasa en el sector NE de Vilaplana, donde llega a tener composición granodiorítica. La realización de estudios detallados en este área en el futuro podría incluso poner en evidencia una estructura compuesta de varios plutones con características distintas imposibles de discriminar en el momento presente.

En el afloramiento, cuando se observan rocas inalteradas, se ven de grano medio a grueso, de color gris claro, ricas en biotita de hábito prismático y en anfíbol. El anfíbol puede tener aspecto distinto según los lugares, variando desde los gruesos prismas de Alforja a pequeños prismas en otras localidades.

Presenta numerosos enclaves de tipo microgranulado cuarzodiorítico.

Al microscopio se observa un gran contenido de plagioclasa con intensa zonación y maclado polisintético, escaso feldespato potásico, bastante cuarzo y abundante biotita. Asimismo, en algunas localidades, además de la hornblenda, se observa un anfíbol casi incoloro no pleocroico, y ocasionalmente cristales de ortopiroxeno con una envoltura anfibolico-biotítica.

Tonalitas biotítico-hornbléndicas

Muestra 9027	Muestra 9025
Cantera al N de Borges del Camp	(Alforja)
SiO ₂	60,09
TiO ₂	0,66
Al ₂ O ₃	16,55
Fe ₂ OK ₃ (T)	6,76
MnO	0,08
MgO	2,77
CaO	5,28
Na ₂ O	2,94
K ₂ O	2,91
P.F.	1,28
TOTAL	99,84
	99,5

Asimismo, las tonalitas biotítico hornbléndicas constituyen el plutón de Montroig-Vilanova d'Escornalbou y Riudecanyes.

Sus características generales son parecidas a las que acaban de describir con la diferencia, aunque en muy escasa proporción (por ejemplo, en Vilanova d'Escornalbou y Riudecanyes). El ortopiroxeno se presenta en cristales prismáticos no pleocroicos, algunas veces envueltos por una corona de anfibol y otras veces sin ella.

Muestra 9029 (Riudecanyes)

SiO ₂	64,64
TiO ₂	0,63
Al ₂ O ₃	15,59
Fe ₂ O ₃ (T)	5,43
MnO	0,10
MgO	2,34
CaO	4,23
Na ₂ O	2,52
K ₂ O	3,66
P.F.	1,14
TOTAL	100,28

3.1.1.3. *Granodioritas y tonalitas con hornblenda accesoria (2)*

Las rocas plutónicas que afloran en los alrededores de la población de Prades forman un plutón de aspecto bastante homogéneo y que en parte se extiende más allá de los límites de la Hoja de Tarragona, quedando totalmente comprendido entre ésta y la de Hospitalet.

Su composición se halla próxima al límite granodiorita-tonalita; son bastante biotíticas y casi siempre contienen pequeñas cantidades de hornblenda, a veces muy poco abundante. Contiene enclaves microgranudos cuarzodioríticos, aunque generalmente en escasa proporción.

La estructura microscópica es hipidiomorfa con el cuarzo, y feldespato potásico alotriomorfos, y las plagioclásas (zonadas), la biotita y la hornblenda hipidiomorfas.

Muestra 9015
 (Carretera de Esplugues de Francolí a Prades)

SiO ₂	64,67
TiO ₂	0,56
Al ₂ O ₃	15,89
Fe ₂ O ₃ (T)	5,91
MnO	0,07
MgO	1,81
CaO	3,75
Na ₂ O	3,07
K ₂ O	3,23
P.F.	1,05
TOTAL	99,81

3.1.1.4. Granodioritas biotíticas heterogranulares de grano fino a medio (1)

Constituyen un grupo de afloramientos en los alrededores de Falset, extendiéndose por el W hacia la Hoja de Tortosa.

Se trata de unas rocas de color gris, generalmente con muy pocos afloramientos no meteorizados, de composición granodiorítica biotítica, en los que no se ha observado la presencia de hornblenda. Su estructura es inequigranular con biotitas gruesas de hábito prismático y otras muy pequeñas de aspecto escamoso. Tienen abundante plagioclasa zonal hipidiomorfa y cuarzo alotriomorfo. El feldespato potásico pertítico, alotriomorfo es relativamente abundante. Tiene pocas enclaves microgranudos.

Muestra 9023 (SW de Marsá)

SiO ₂	65,49
TiO ₂	0,59
Al ₂ O ₃	17,23
Fe ₂ O ₃	4,12
MnO	0,05
MgO	1,30
CaO	3,30
Na ₂ O	2,98
K ₂ O	3,53
P.F.	0,93
TOTAL	99,52

3.1.2. Rocas hipoabisales

3.1.2.1. Pórfidos graníticos a tonalíticos

Constituyen diques, a veces importantes, aunque no cartografiados a la escala de este mapa. Tienen estructura porfídica con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y hornblenda (en los tonalíticos). Asimismo en estos últimos se ha observado una matriz granofídica.

3.1.2.2. Pórfidos dioríticos

Suelen ser de menores dimensiones que los anteriormente descritos, generalmente inferiores a 2 ó 3 m de espesor. Son de color gris oscuro con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y a veces alguno de cuarzo.

colectadas. En la actualidad se han identificado 100 localidades que presentan afloramientos de rocas paleozoicas en la Hoja de Barcelona. Toda la dehesa de la Hoja tiene una superficie de 1.200 km², de los cuales 100 km² son terrenos paleozoicos. La mayor parte de las localidades se sitúan en el sector norte de la Hoja, en la parte más elevada del relieve, donde se observan los mayores espesores y mejor conservados. Los afloramientos se extienden por la mitad sur de la Hoja, pero con menor densidad y menor desarrollo. Los terrenos paleozoicos se extienden por la mitad sur de la Hoja, pero con menor densidad y menor desarrollo.

4. ESTRUCTURA

4.1. ESTRUCTURA HERCINICA

El carácter disperso de los afloramientos de rocas paleozoicas no permite trazar un corte continuo, en el que se pueda reconocer la sucesión completa de estructuras de primer orden a través de la zona. No obstante, las estructuras menores y algunas de dimensiones decamétricas o incluso kilométricas reconocibles permiten tener un conocimiento general de la estructura.

Como ya se indicó en la parte estratigráfica, los afloramientos de terrenos paleozoicos de la Hoja se distribuyen en dos áreas: el área de Barcelona, en la que afloran esencialmente terrenos precarboníferos, y el área del Priorat-Prades-Miramar, formada por terrenos carboníferos.

Los terrenos paleozoicos en las dos áreas presentan una deformación y un grado de metamorfismo algo distintos, aunque en ambas áreas se han registrado esencialmente los mismos acontecimientos tectónicos.

En el área en torno a Barcelona las rocas paleozoicas están afectadas por una esquistosidad de flujo generalizada, por lo menos por lo que se refiere a los terrenos pre-pridienses. El Pridoliense y el Devónico pueden presentarse a veces bien esquistosados, pero en general manifiestan un desarrollo de la esquistosidad mucho menor. Ello es debido en parte a sus características litológicas (calizas masivas en el Pridoliense, por ejemplo) y en parte a su posición más alta en la serie estratigráfica. Los pequeños retazos de materiales carboníferos presentes en el área suelen encontrarse también menos intensamente esquistosados. El metamorfismo corresponde a la facies de los esquistos verdes (zona de la clorita) y se hace más débil, pasándose posiblemente a un simple anquimeta-morfismo en los niveles estratigráficos más altos (Pridoliense, Devónico, Carbonífero). El metamorfismo regional se desarrolló simultáneamente con la esquistosidad de flujo, que es la primera esquistosidad que se observa en el área (S1). Las estructuras asociadas a la primera deformación son pliegues vergentes al S o al SSE, de ángulo entre flancos bastante bajo, pudiendo algunos pliegues menores llegar a ser casi isoclinales. Las estructuras cartografiadas corresponden a esta fase de deformación.

En el área del Priorat-Prades-Miramar, como es común para el Carbonífero, el metamorfismo es menor que en el área antes citada, existiendo probablemente tan sólo un anquimetamorfismo, si se exceptúa el metamorfismo de contacto inducido por los granitoides tardíos. La esquistosidad está asimismo mucho menos desarrollada que en el área anterior, siendo bien visible prácticamente sólo en las zonas de charnela de los pliegues. En ellas, su intersección con una fábrica planar anterior, paralela a la estratificación y de origen diagenético, da lugar a la típica disyunción en «lápices». Estos «lápices» se orientan paralelamente a los ejes de los pliegues. Las estructuras menores (incluyendo pliegues) son escasas en todo el sector; pero los pliegues de orden mayor, al igual que en el área antes considerada, muestran una vergencia al S o al SSE.

En las dos áreas descritas, además de la deformación principal, asociada a la generación de una primera esquistosidad (S1), se observan crenulaciones más tardías. Por lo general se trata de esquistosidades de crenulación que cortan a S1 según ángulos altos. Asimismo se encuentran pliegues de tipo chevron, de diferentes dimensiones, cuyos planos axiales tienen una disposición similar. Cuando la esquistosidad primera (S1) tiene una posición tendida, las crenulaciones y planos axiales de los nuevos pliegues buzan con ángulos altos, y cuando S1 está verticalizada son subhorizontales. Esta última disposición es bastante frecuente, de manera que los cambios de sentido de buzamiento que se observan en S1 (o en la estratificación, en el Priorat), en general no son debidos a la existencia de pliegues de planos axiales verticales, con los dos flancos buzando en sentido opuesto, sino a pliegues de planos axiales con buzamiento bajo. Esta estructura es particularmente clara en el Priorat, donde a pesar de que la serie paleozoica presenta cambios en el sentido del buzamiento, la polaridad estratigráfica se mantiene constante.

Las dos fases de deformación citadas corresponden a lo que regionalmente, en las Cadenas Costeras Catalanas, han sido denominadas fases 1 y 3 (JULIVERT y MARTINEZ, 1980). La segunda fase, al igual que en el Macizo Ibérico, corresponde a crenulaciones subhorizontales, que se observa bien tan sólo en las zonas metamórficas de alto grado. En el caso de las Cadenas Costeras Catalanas, se ha observado claramente, hasta ahora, tan sólo en les Guilleries.

4.2. ESTRUCTURA ALPINA

4.2.1. Introducción

El conjunto de la Cordillera Ibérica y la Cordillera Costera Catalana constituye, de hecho, una sola unidad, por su similitud tanto durante la sedimentación mesozoica como durante las deformaciones alpinas. Su estructura actual es el resultado de la superposición de procesos compresivos —fundamentalmente de edad paleógena— y, posteriormente, distensivos —de edad neógena— (RICHER y TEICHMULLER, 1933; ASHAUER y TEICHMULLER, 1935; LLOPIS LLADO, 1947; FONTBOTE, 1954; JULIVERT, 1954; CANEROT, 1974 y ANADON et al., 1979-81).

En él se distinguen tres direcciones estructurales claramente delimitadas en el espacio (fig. 10). En la Cordillera Costera Catalana domina la dirección SE-NW,

mientras que en la Cordillera Ibérica es la dirección NW-SE la dominante; ambas están ligadas a grandes fallas de zócalo de igual orientación, claramente visibles cuando ésta aflora, las cuales han actuado, durante la deformación compresiva, con movimientos sinistro a sinistro-inverso e inverso-dextro, respectivamente. En la Zona de Enlace entre ambas (Hojas 1:200.000 de Tarragona, Tortosa, Vinaroz, Daroca y Teruel) domina la dirección E-W en la cobertura plegada, a partir de la cual se puede deducir su existencia en el zócalo, que no aflora.

Estas tres direcciones de accidentes de zócalo han tenido una gran importancia en la distribución paleogeográfica del Mesozoico (ESTEBAN y ROBLES, 1976; MARZO, 1980; ANADON et al., 1979-81; SALAS, 1983 y Memoria general de este proyecto), siendo, por tanto, accidentes anteriores a la deformación alpina, durante la cual determinaron la estructura, tanto del zócalo hercíniano como de la cobertura mesozoica suprayacente, la cual se independizó parcialmente del zócalo gracias a un nivel de despegue localizado en el Triás medio y superior (RITCHER y TEICHMULLER, 1933; ROBLES, 1974, y VIALLARD, 1983).

Posteriormente a la compresión, se produjo una distensión en la que se formaron fosas que se llenaron de materiales neógenos.

Su orientación y localización estuvo grandemente influenciada por las grandes fallas de zócalo NE-SW (fosas litorales desde el Norte de Cataluña hasta Valencia) en la Cordillera Costera Catalana, la Zona de Enlace y el sector sudoriental de la Cordillera Ibérica, y NW-SE en el resto de la Cordillera Ibérica.

Toda esta región ha sido objeto recientemente de numerosos trabajos, que han propuesto diversas hipótesis sobre su evolución tectónica durante el ciclo alpino (ALVARO et al., 1979-81) o, más concretamente, durante la deformación terciaria (CANEROT, 1979-81 y 1981; VIALLARD, 1979, 180 y 1982; SIMON GOMEZ, 1982, y GUIMERA, 1983).

4.2.2. Descripción estructural

Prácticamente, la totalidad de las estructuras presentes en esta Hoja pertenecen a la Cordillera Costera Catalana, excepto en su extremo suroccidental, donde aflora el extremo oriental del haz de pliegues y cabalgamientos de Portalrubio-Vandellós, el cual se continúa hacia el Oeste en la vecina Hoja 1:200.000 de Tortosa. Se han distinguido las siguientes unidades:

4.2.2.1. Unidad de Prades-El Priorat

Constituye un área con extensos afloramientos del zócalo hercíniano con una cobertura de estructura tabular compuesta por materiales triásicos, liásicos, del Dogger y del Cretácico superior.

Su interior está afectado por fallas de orientación NNE-SSW a NE-SW (Marçà, Falset, etc.), que, cuando atraviesan las áreas donde se conserva la cobertura mesozoica, pueden dar lugar a flexiones en ella. Estas fallas, aunque puedan tener un componente vertical apreciable —inverso en la falla de Marçà (Hoja 1:200.000 de Tortosa)— su movimiento, es predominantemente siniestro, como



Fig. 10

puede observarse directamente sobre las fallas mencionadas o sobre multitud de ellas de importancia más pequeña en el zócalo hercíniano.

Hay también fallas de orientación subperpendicular a las anteriores, como las fallas del Coll d'Alforja (WNW-ESE).

Su límite SE lo marcan una serie de fallas de orientación NE-SW, que aparecen actualmente como normales y que la separan de la fosa del Camp.

Su límite NE se establece mediante una flexión de la cobertura que, localmente, llega a ser una falla inversa muy vertical, que en el zócalo aparece como una falla de las mismas características. Este accidente separa esta unidad de los materiales de la Cuenca del Ebro y de la unidad de la Sierra de Miramar; tiene una orientación NW-SE y acaba contra la falla NE-SW, que limita por el NW a la fosa del Camp.

Por su lado NW queda separada de la Cuenca del Ebro por una falla de orientación ENE-WSW —no siempre visible directamente en la cobertura—, que en la Sierra del Montsant aparece como una flexión en los materiales palógenos de la Cuenca del Ebro, los cuales están discordantes directamente sobre el zócalo hercíniano. Así, pues, se observa que esta unidad constituye el basamento de los materiales paleógenos de la Cuenca del Ebro, elevados por la acción de las fallas NE-SW a ENE-WSW de la Cordillera Costera Catalana.

En su extremo suroccidental (Hoja 1:200.000 de Tortosa) pasa progresivamente a la unidad de las Serres de Cavalls-Pàndols y limita con la depresión de Móra d'Ebre, cuyos materiales terciarios más modernos reposan discordantemente sobre ella.

Su límite meridional presenta unas características totalmente distintas a las descritas hasta ahora, que se verán al estudiar la Unidad de Vandellós-Llaberia.

4.2.2.2. *Macizo de Bonastre*

Constituido por materiales mesozoicos ligeramente afectados por pliegues NE-SW y por gran cantidad de fallas igualmente orientadas.

En su borde NW limita con el accidente del NW del Penedés. Su límite occidental lo constituye el Arco periférico de Bonastre (GUIGON et al., 1973), formado por pliegues y cabalgamientos N-S, con vergencia al Oeste, que enlazan hacia el Norte mediante una virgación, con el haz de pliegues y cabalgamientos de la Vall de Sant Marc, de dirección NE-SW y vergencia al NW. Este último haz constituye el extremo suroriental del accidente del NW del Vallés-Penedés.

En su lado oriental —y mediante una serie de fallas normales NE-SW— entra en contacto con la fosa del Penedés, o desaparece bajo los materiales discordantes de ésta.

4.2.2.3. *Unidad del Garraf*

Está formada por materiales mesozoicos —triásicos, jurásicos y cretácicos—; sólo aflora el zócalo herciniano en su extremo NE en el valle del Baix Llobregat.

La estructura de la cubierta mesozoica se caracteriza por una disposición subtabular u homoclinal, con buzamientos dominante hacia el WSW. Esta estructura se ve fuertemente complicada por la existencia de una facturación muy importante que se agrupa en tres direcciones dominantes: NW-SE, E-W y NE-SW. Estas tres direcciones de fallas se formaron en su mayoría durante las etapas compresivas alpinas que actuaron como fallas de rumbo, siendo aprovechadas posteriormente en la fase distensiva, dando lugar a una disposición compleja de pequeños bloques diferentemente basculados.

En su interior se encuentran algunas pequeñas fosas rellenas de materiales neógenos. Algunas de ellas tienen formas más o menos cuadrangulares, producto de la acción de más de una dirección de fallas, mientras otras son claramente rectilíneas, predominantemente de orientación NE-SW.

Cabe destacar que el contacto del Triásico con los materiales más superiores presenta ciertas anormalidades, que fueron, inicialmente, interpretadas como de origen tectónico («dislocaciones intercutáneas», VIRGILI, 1958), y más recientemente como discordancias locales formadas durante la sedimentación de los materiales de la base del Jurásico (ESTEBAN y JULIA, 1973). Al menos, parte de estas estructuras son claramente de origen tectónico, como en Corbera (Hoja 1:200.000 de L'Hospitalet), donde se encuentra el Keuper sobre el Buntsandstein, con un contacto subhorizontal (MEDIALDEA VEGA et al., 1973) claramente substractivo.

Su límite SE sería mediante una falla normal fosilizada por el Cuaternario del delta del Llobregat. A partir de la población del Garraf, la costa corta oblicuamente la unidad hasta hacerla desaparecer en las cercanías del Vendrell.

El límite NE es la fosa del Penedés. A gran escala, el contacto es debido a una falla normal NE-SW, fosilizada por los materiales neógenos.

4.2.2.4. Unidad Tarragona-Salou

Se agrupan en esta unidad dos afloramientos de materiales mesozoicos y paleógenos localizados en los alrededores de la ciudad de Tarragona y del Cap de Salou. Dichos materiales aparecen afectados por pliegues y cabalgamientos de dirección NE-SW y vergencia hacia el NW, y han sido estudiados en el sector de Tarragona por ESTEBAN CERDÁ (1971).

GUIGON et al. (1973) suponen que constituyen la prolongación hacia el SW del Arco Periférico de Bonastre, después de sufrir una nueva virgación, que haría tomar nuevamente una dirección NE-SW a las estructuras. BAYO et al. (1976) y ANADÓN et al. (1979-81) suponen que, además de enlazar con el Arco Periférico de Bonastre, lo haría también con el frente de corrimiento de Tivissa-Vandellós, el cual constituye el límite septentrional de la Zona de Enlace.

4.2.2.5. Unidad de Vandellós-Llaberia

Constituye el extremo oriental del haz de pliegues y cabalgamientos de Portalrubio-Vandellós, parte frontal de la Zona de Enlace.

Como observó ROBLES OROZCO (1974), los materiales mesozoicos que constituyen esta unidad cabalgan sobre los de la unidad de Prades-El Priorat. La flecha mínima de dicho cabalgamiento es del orden de 6 Km, se puede observar por el hecho de conservarse —entre Llaberia y Pratdip— dos klippes de materiales triásicos sobre los mesozoicos de la unidad de Prades-El Priorat. Según este mismo autor, la unidad cabalgante produjo, con su desplazamiento hacia el NNW, una importante deformación en los materiales del Muschelkalk inferior de la unidad cabalgada, los cuales llegaron, tardíamente, a cabalgar a su vez a la unidad alloctona, dando lugar a la formación de la compleja estructura del Cabrafiga y de la Serra de Santa Marina, entre Vandellós y Pratdip. En ella, los materiales calcáreo-dolomíticos del Muschelkalk inferior están afectados por gran cantidad de pliegues y cabalgamientos de orientación aproximadamente E-W y vergencia al Norte.

4.2.2.6. Fosa del Baix Penedés

Es el extremo meridional de la gran fosa del Vallés-Penedés, la cual constituye una depresión tectónica alargada, de una anchura máxima de 12 a 14 Km, rellena de materiales neógenos con una potencia máxima de unos 3.000 m.

En este sector meridional, las dos fallas principales NE-SW que la limitan están, a menudo, fosilizadas por los materiales neógenos más superiores.

4.2.2.7. Fosa del Camp

De características similares a la del Vallés-Penedés. Presenta un importante relleno de materiales neógenos —marinos y continentales— y está limitada por

fallas NW-SE, bien evidentes en su borde NW —que la pone en contacto con las unidades de Prades-El Priorat y de la Sierra de Miramar—, donde su salto puede llegar hasta un máximo de 1.500 m (GUIGON et al., 1973). En su borde SE las fallas que la limitan parecen tener un salto menor y están fosilizadas por los materiales del relleno de la fosa; este límite se establece con el Arco Periférico de Bonastre y la unidad de Tarragona-Salou.

4.2.3. Análisis microestructural

4.2.3.1. Estudios anteriores

A partir del estudio de las microfallas, estilolitos y grietas de tensión, pueden identificarse las siguientes direcciones de compresión en el conjunto Cordillera Ibérica-Cordillera Costera Catalana:

4.2.3.1.1. Cordillera Ibérica

A partir de los trabajos de GOMEZ y BABIN (1973), ALVARO (1975) y CAPOTE (1982), puede establecerse la siguiente sucesión:

1. Dirección de compresión NW-SE, que sería sincrónica con la formación de pliegues NE-SW —transversos a la orientación ibérica— en las cercanías del Sistema Central. Tendría una edad intraoligocena.
2. Dirección de compresión NE-SW. Corresponde a la fase principal de la Cordillera Ibérica, en la que se formaron las estructuras NW-SE. De edad intraoligocena.
3. Direcciones de compresión variables según los lugares y de edad intramiocena. Se observan en las áreas marginales de la Cordillera Ibérica (Sierra de Altomira y zonas de contacto con el Sistema Central y la Cordillera Bética). De edad intramiocena.

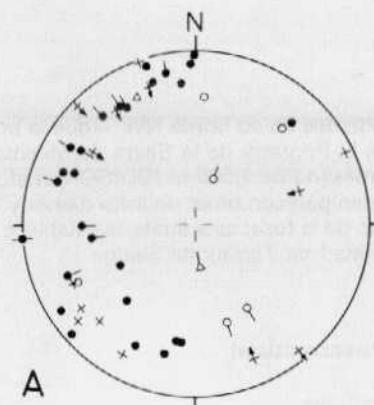
4.2.3.1.2. Cordillera Costera Catalana

Según GUIMERA y SANTANACH (1978) y GUIMERA (1982), se observan las siguientes direcciones de compresión:

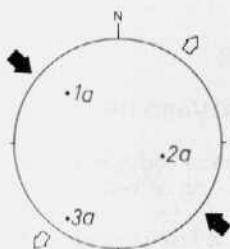
1. NW-SE, ligada a la formación de las macroestructuras de la cordillera.
2. NE-SW, posterior a la anterior. No produjo ninguna macroestructura. Entre ambas hay indicios de compresión N-S. Posteriormente a la compresión de dirección NE-SW se produjo la distensión generalizada.

4.2.3.1.3. Zona de Enlace

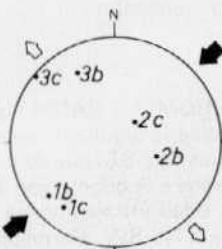
Según SIMON GOMEZ (1982), pueden diferenciarse tres direcciones de compresión, cuya sucesión en el tiempo sería la siguiente: 1) WNW-ESE, 2) NE-SW y 3) NNW-SSE a N-S.



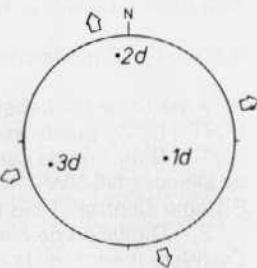
A



B $a: 5f, R = 0.11$



C $b: 9f, R = 0.57$
 $c: 3f, R = 0.7$



D $d: 4f, R = 0.07$

- ⊕ ⊕= Polo de plano de falla dextra y estría correspondiente
- ●= Polo de plano de falla siniestra y estría correspondiente
- △ △= Polo de plano de falla inversa y estría correspondiente
- ○= Polo de plano de falla normal y estría correspondiente
- ▪= Polo de plano de falla de movimiento interminado y estrías correspondientes

En los símbolos de las estrías, cuando el guion o la flecha apunta hacia el centro de la proyección, indica componente vertical inversa, cuando apunta hacia el exterior, indica componente vertical normal

- Pico estilolítico
- Polo de plano de grieta de tensión
- * Polo de plano de estratificación
- 5f Número de fallas comprendidas en cada solución
- 1c, 2c, 3c Ejes de esfuerzo principales de cada solución

4.2.3.2. Observaciones en la región estudiada

El análisis de las orientaciones de los esfuerzos deducibles a partir de microestructuras se ha realizado, principalmente, a partir del estudio de las microfallas.

El análisis se ha hecho utilizando el método cuantitativo de ETCHECOPAR et al. (1981). Dicho método se basa en la asunción, propuesta por BOTT (1959), que el movimiento de una falla es consecuencia no solamente de la orientación del campo de esfuerzos, sino también de la relación de magnitud entre sus tres ejes principales. Así, pues, las diversas soluciones obtenidas se definen por la orientación de los tres ejes principales del campo de esfuerzos y por la relación entre sus magnitudes (R), definida por la siguiente expresión:

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

en la cual $0 \leq R \leq 1$. Valores de R próximos a la unidad indican σ_1 y σ_2 de magnitudes próximas, mientras que valores próximos a cero indican magnitudes próximas de σ_2 y σ_3 .

En cuanto a la nomenclatura de los regímenes tectónicos, se utiliza la propuesta por ARMIJO et al. (1982): régimen compresivo, con σ_3 vertical; régimen de décrochemet, con σ_2 vertical, y régimen distensivo con σ_1 vertical.

La figura 11 corresponde a una estación realizada en materiales del Cretácico inferior en las cercanías de Sitges, que resume la evolución de la deformación deducible a partir de las microestructuras frágiles en el ámbito de la presente Hoja.

Se observa un predominio de fallas de dirección, entre las cuales se puede observar sobre el mismo plano de falla o sobre planos próximos movimientos de sentido opuesto; posteriormente a ambos se observan estrías que indican movimientos normales.

Las cuatro soluciones obtenidas pueden agruparse en tres orientaciones de los campos de esfuerzo correspondientes, que se han sucedido en el tiempo de la manera siguiente:

- 1) Solución a: $\sigma_1 = \text{NW-SE}$ subhorizontal.
- 2) Soluciones b y c: $\sigma_1 = \text{NE-SW}$ subhorizontal.
- 3) Solución d: distensión con $\sigma_3 = \text{NE-SW}$.

Esta evolución coincide con la que es típica a nivel macroestructural en este sector de la Cadena Costera Catalana. La solución a (fig. 11-B) se corresponde con la formación de las macroestructuras de la Cordillera Costera Catalana, mientras las soluciones b y c (fig. 11-C) son claramente posteriores a ella. La segunda es la dirección de compresión normalmente más visible a nivel microestructural, pero que no produjo macroestructuras en los Catalánides. La solución d (fig. 11-D) corresponde a la fase distensiva posterior a la compresión, con una importante extensión horizontal en todas direcciones, como lo indica el bajo valor del índice R , aunque a escala regional σ_3 se mantiene orientada NW-SE, perpendicularmente a las grandes fosas.

4.2.4. Evolución de la deformación

4.2.4.1. Compresión

Los datos regionales disponibles indican que, en el conjunto Cordillera Ibérica-Cordillera Costera Catalana, la compresión alpina debió comenzar hacia el Eocene inferior-medio, y duró hasta el Oligoceno terminal-Mioceno basal.

En la Cordillera Costera Catalana hay una variación longitudinal del inicio de la deformación compresiva desde el NE (llevantense-Cuisiense) hacia el SW (Bairritziense), prolongándose, como mínimo, hasta el Estampiense (FONTBOTE, 1954; ANADON et al., 1979-81, y ANADON y VILLALTA, 1975).

En la Cordillera Ibérica resta más indeterminado el inicio de la compresión. Puede decirse que en el Estampiense medio ya se habían desarrollado macroestructuras de orientación NW-SE (yacimiento de Montalbán: CRUSA FONT, 1967), situándose otro periodo en su desarrollo entre el Oligoceno más superior y el Mioceno basal (ADROVER et al., 1982 y 1983). La discordancia generalizada posterior al desarrollo de las macroestructuras es de edad Aquitaniense (RIBA et al., 1971, y ADROVER et al., 1983).

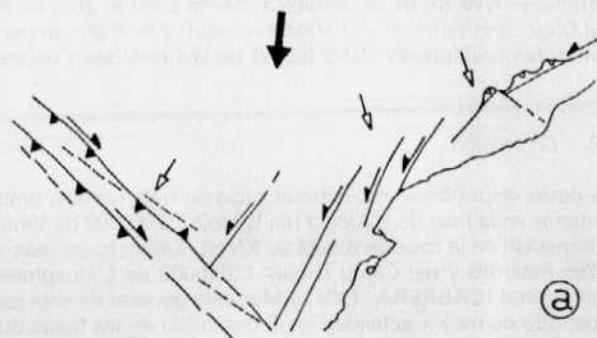
El desarrollo de las estructuras E-W de la Zona de Enlace se sitúa en el Oligoceno superior, tal y como se desprende de los datos paleontológicos aportados por CABRERA (1983) y ADROVER et al. (1983), posteriormente, por tanto, a la primera etapa de desarrollo de las estructuras NW-SE de la Cordillera Ibérica.

Así, pues, hay una sincronía, al menos parcial, en el desarrollo de las tres direcciones estructurales, cosa que también viene indicada por la presencia de virgaciones en el haz frontal de la Zona de Enlace (Hoja 1:200.000 de Tortosa), que indica un sincronismo en el desarrollo de las estructuras E-W y el movimiento sinistral de las fallas de zócalo NE-SW de la Cordillera Costera Catalana.

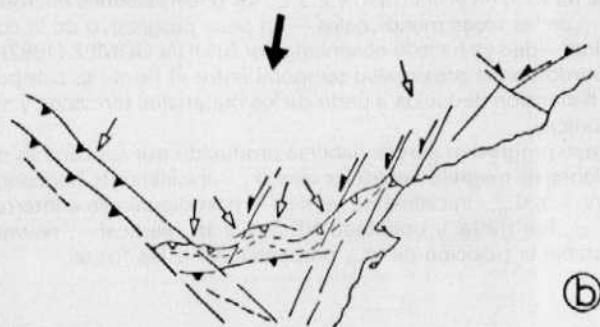
Esto, unido al hecho que las grandes fallas de zócalo NE-SW y NW-SE de la Cordillera Costera Catalana y de la Cordillera Ibérica tienen, respectivamente, componentes horizontales sinistros y dextros —más importantes en las primeras—, conduce a una interpretación del juego de estas macroestructuras como producto de una compresión regional de dirección aproximadamente N-S, que haría jugar estas dos direcciones de fallas de la manera señalada (fig. 12-A), desarrollándose los pliegues de la cobertura paralelamente a ellas. Las interacciones —intersecciones— que se producirían entre las dos direcciones de fallas durante su movimiento dificultarían su actuación a partir de un cierto momento, que puede situarse con posterioridad al Estampiense medio, lo que facilitaría el desarrollo del haz de estructuras E-W de la Zona de Enlace (fig. 12-B). Todo este proceso tendría lugar desde —posiblemente— el Eocene superior hasta el Oligoceno terminal.

Una tal evolución explica, en un proceso único a escala de placa, la formación y evolución de las tres direcciones de macroestructuras y, por tanto, de las microestructuras con ellas relacionadas. La existencia generalizada en la Cordillera Ibérica de microestructuras que indican una dirección de compresión NW-SE anterior al desarrollo de las estructuras dominantes, supone una fase compresiva de dicha dirección, cuya edad sería posiblemente del Eocene inferior-medio (GUIMERA, 1983). Así mismo, el hecho, como se ha visto en el análisis microestructural, de un paso progresivo de la compresión a la distensión a partir

EOCENO SUPERIOR-OLIGOCENO



OLIGOCENO MEDIO-SUPERIOR



- CABALGAMIENTO
- FALLA INVERSA
- FALLA DE DIRECCION
- - - EJE DE PLEGUE
- COMPRESION REGIONAL
- COMPRESION LOCAL

Fig. 12

de una dirección de compresión NE-SW, indica que ésta fue la última dirección que tuvo la compresión, y podría explicar el segundo periodo de desarrollo de las estructuras NW-SE de la Cordillera Ibérica (con lo cual su edad se situaría entre el Oligoceno terminal y el Mioceno basal) y la segunda generación de microestructuras (compresión NNE-SSW) de la Cordillera Costera Catalana.

4.2.4.2. *Distensión*

Los datos disponibles en cuanto al inicio de la distensión la sitúan en el Mioceno inferior en la fosa de L'Alcora (en la Hoja 1:200.000 de Vinaroz), y durante el Aquitaniense en la fosa de Alcalá de Xivert. En las fosas más septentrionales del Vallés-Penedés y del Camp (Hojas 1:200.000 de L'Hospitalet de Llobregat y de Tarragona) (CABRERA, 1981, y Memoria general de este estudio) comienza un periodo de mayor actividad en el desarrollo de las fosas durante el Burdigaliense inferior, aunque, posiblemente, su desarrollo comenzó durante el Aquitaniense; durante este proceso tuvo lugar en dichas fosas el emplazamiento de masas de olistolitos de material mesozoico (ESTEBAN y SANTANACH, 1974).

Como se ha visto en el apartado 4.2.3.2., las observaciones microestructurales indican —en las fosas meridionales— un paso progresivo de la compresión a la distensión —que ya ha sido observada por SIMON GOMEZ (1982)—, lo que está de acuerdo con la proximidad temporal entre el fin de la compresión y el inicio de la distensión deducida a partir de los materiales terciarios y su relación con la tectónica.

Dicho paso progresivo parece haberse producido por un cambio progresivo de las relaciones de magnitud entre los ejes σ_1 , —inicialmente horizontal y orientado NE-SW— y σ_2 —inicialmente vertical— hasta igualarse e intercambiar su posición — σ_2 horizontal y orientado NE-SW y σ_1 vertical—, restando relativamente estable la posición de σ_3 , perpendicular a las fosas.

4.2.4.3. *Neotectónica*

En la región estudiada son poco numerosos los trabajos que se han dedicado a esta cuestión, pero sus resultados permiten encuadrarla en el contexto más amplio de la geodinámica del Mediterráneo Occidental.

DE MAS (1983a y 1983b), a partir del estudio del modelado detallado de la depresión del Vallés, observa cómo diversos niveles de terrazas y de aplanamiento revelan desnivelaciones del orden de hasta algunas decenas de metros, así como cambios bruscos de pendiente, que coinciden con grandes alineaciones NW-SE y NE-SW, visibles en fotografía de satélite. Dichas deformaciones, que afectan las formas y los modelados plio-cuaternarios, estarían relacionadas con el juego como fallas normales de las dos direcciones de accidentes mencionadas, y serían el producto de un proceso distensivo.

Por criterios también geomorfológicos, SIMON GOMEZ (1982) observa, en la Hoja de Vinaroz y zonas adyacentes, la existencia de una fracturación plio-

cuaternaria distensiva. En dicha región, el relleno plio-cuaternario de las fosas costeras alcanza una importancia mayor que en las fosas más septentrionales.

Las manifestaciones volcánicas recientes, en el área estudiada, se circunscriben a la zona del Baix Ebre (SAN MIGUEL ARRIBAS, 1950), y su edad es de neógena a cuaternaria. Dichos materiales volcánicos son basaltos alcalinos, al igual que en la Garrotxa (Olot), pero el volumen de material extruido es mucho menor.

Los datos sismológicos (FONTSERE e IGLESIAS, 1971; ROCA ADROVER, 1975, y ALBERT, 1976) revelan una actividad sísmica relacionada principalmente con las grandes fallas de zócalo longitudinales (NE-SW) de las fosas costeras catalanas, sobre todo con la falla que limita por el SE la fosa del Vallés. También se observa dicha actividad sísmica en las grandes fallas submarinas paralelas a la costa, que delimitan el trazado actual de ésta y el talud continental (SERRA, 1975, y ALBERT, 1976).

En buena parte coincidente con la distribución cartográfica de los epicentros sísmicos existen manifestaciones superficiales o profundas, que alcanzan temperaturas de hasta 50°-60° C (ALBERT, 1976).

Los datos microtectónicos de las deformaciones que afectan a materiales plio-cuaternarios indican (SANTANACH et al., 1980) bien una dirección de acortamiento horizontal, aproximadamente N-S —en el Ampurdán, al Norte del área estudiada—, o bien una extensión E-W, aproximadamente, en el Baix Ebre —cercañas de Tortosa—. Direcciones de acortamiento N-S también han sido observadas por dichos autores en los materiales neógenos de la fosa del Vallés.

Esta tectónica, fundamentalmente distensiva, sería producto de la actual colisión entre las Placas Europea y Africana (SANTANACH et al., 1980, y BOUSQUET y PHILIP, 1981), que se manifiesta por una extensión E-W en este sector de la Placa Ibérica, mientras lo hace mediante una compresión N-S en el Pirineo y en la Cordillera Bética. Los períodos de acortamiento horizontal que se deducen a partir de las microestructuras podrían explicarse dentro de un tal proceso geodinámico, por variaciones en el campo de esfuerzos, que transformarían el régimen tectónico.

que se observan en la parte superior de la sección, corresponden a la transición entre el Buntsandstein y el Muschelkalk inferior. La presencia de una sucesión de estratos de tipo dolomítico, que se observa en la parte superior de la sección, es un dato que apoya la interpretación de que se trata de la transición entre el Buntsandstein y el Muschelkalk inferior. La presencia de una sucesión de estratos de tipo dolomítico, que se observa en la parte superior de la sección, es un dato que apoya la interpretación de que se trata de la transición entre el Buntsandstein y el Muschelkalk inferior. La presencia de una sucesión de estratos de tipo dolomítico, que se observa en la parte superior de la sección, es un dato que apoya la interpretación de que se trata de la transición entre el Buntsandstein y el Muschelkalk inferior.

5. HISTORIA GEOLOGICA

En los Catalánides, con posterioridad a la fase principal del plegamiento hercínico y hasta un momento indeterminado del Triás inferior (VIRGILI et al., 1977), no existe ningún tipo de registro sedimentario. Durante este dilatado periodo de tiempo tiene lugar un intenso arrasamiento del relieve y una alteración climática rubefactante, cuyos productos residuales han quedado parcialmente preservados, tapizando la superficie de discordancia Buntsandstein-Paleozoico.

En general, en los Catalánides, la sedimentación triásica aparece controlada por un sistema de fracturas de zócalo (posiblemente tardihercínicas), las cuales permitieron la subsidencia diferencial de una serie de bloques individualizados dentro de un régimen esencialmente distensivo. La actuación de este sistema de fracturas de zócalo es particularmente notoria durante la sedimentación de las facies fluviales del Buntsandstein, lo que permite reconocer una serie de dominios paleogeográficos, asimilables a «subcuencas», o cuencas de drenajes diferentes, cada una de las cuales sufrió una evolución sedimentaria propia (fig. 2). La individualización de dominios paleogeográficos en las plataformas rampas del Muschelkalk inferior y superior es menos patente, lo que puede significar que durante la sedimentación de estas facies los desniveles entre los bloques del substrato eran mínimos, o bien, que las facies marinas someras reflejan en menor grado las diferencias de subsidencia que las fluviales. En todo caso, la presencia de una intercalación detritica roja en el seno del Muschelkalk de los Catalánides podría evidenciar una reactivación de las fracturas de zócalo y/o una pulsación regresiva a escala general, capaces de provocar la emersión de la plataforma-rampa del Muschelkalk inferior. Esta emersión general, que volverá a producirse en el paso Muschelkalk superior-Keuper, fue precedida, durante el Muschelkalk inferior, de pequeñas emersiones locales, que se manifiestan en forma de superficies kársticas en el seno de los carbonatos.

Según ESTEBAN y ROBLES (en ANADON et al., 1979), 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 Triás 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).

Esta subdivisión en «secuencias deposicionales» puede consultarse en la figura 3. Estas secuencias coinciden, salvo matices con las de ESTEBAN y ROBLEZ (en ANADON et al., 1979). La interpretación del significado de estas secuencias es, asimismo, análoga a la de estos autores.

Aunque se ha sugerido la presencia de Lías y Dogger al N de Tarragona, no parecen existir pruebas claras a favor de esta hipótesis, si bien es cierto que las facies del Dogger de Salou-Tarragona corresponden a depósitos de cuenca, no pudiéndose, por tanto, excluir la presencia de una plataforma somera al N de la línea Punta de la Mora-Esplugas de Francolí. En cualquier caso parece claro la existencia de una etapa de erosión, que eliminaría el supuesto Dogger y Lías antes de iniciarse el Malm. Así, mientras en la zona S de la Hoja durante el Oxfordiense-Kimmeridgiense inferior persiste la cuenca profunda originada durante el Dogger, en la zona norte de la Hoja se depositan facies correspondientes a una plataforma somera y agitada, cuyo límite septentrional del Triás: Fm. Imón en Montmell y Keuper en Bonastre-Garraf.

Esta plataforma somera, abierta y agitada, evoluciona durante el Portlandiense a una plataforma somera restringida (**tidal-flat/lagoon**) debido a la regresión que tiene lugar al finalizar el Jurásico. Ligada a esta regresión, los depósitos de plataforma se dolomitizan por completo y tan sólo en la zona S de la Hoja (Hospitalet) parte de los depósitos de cuenca (Oxfordiense-Kimmeridgiense) permanecen sin dolomitizar. Durante el Cretácico más inferior persisten las mismas condiciones indicadas para el Portlandiense, finalizando la secuencia J3 con la discontinuidad presente entre el Berriasiense y el Valanginiense.

En el límite meridional de la Hoja, la presencia de un Jurásico completo permite analizar la evolución de la cuenca sedimentaria.

Durante el Lias Inferior (ciclo J3) no existen diferencias entre las unidades presentes en los Catalánides y en la Cordillera Ibérica. Las brechas basales que en la Mesa de Prades y Calanda presentan un contacto erosivo con las dolomías de la Fm. Imón, se reconocen con semejantes características en una plataforma restringida colapsada y destruida por la acción de las fracturas de dirección NW-SE (Ibérica) y NE-SW (Dirección Catalana) durante una etapa de fracturación que durante el Lias inferior tiene lugar en amplias regiones del Tethys.

Al finalizar este periodo, durante el Pliensbachiano inferior se inicia la transgresión que procedente del NW se desplaza hacia el SE. Los principales elemen-

tos paleogeográficos durante el Lías inferior son la plataforma Catalana (**platform**) de dirección NE-SW, siguiendo la actual línea de costa y la plataforma (**shelf**) Ibérica, que ocuparía la actual C. Ibérica y parte de la Depresión del Ebro.

La transgresión no se realiza de un modo continuo, sino que existen breves detenciones del nivel del mar, que permiten la progradación de las facies de plataforma sobre las de shelf, alcanzándose el máximo transgresivo en el Toarcense.

La distribución de las facies evidencia la presencia de una región, en la que se depositan sedimentos de mar abierto en aguas tranquilas (C. Ibérica) y una plataforma somera agitada al E de la Hoja (Plataforma Catalana). La presencia de facies restringidas en el Pliensbachiense de Salou sugiere la existencia de áreas sumergidas al E en el Mediterráneo actual.

Al iniciarse el Dogger, la Cuenca del Lías pierde su homogeneidad debido a la actividad de las fracturas tardihercinicas, cuyo control en la sedimentación ya se ha insinuado en el Lías. A consecuencia de esta etapa de distensión en el Dogger, aparecen nuevos elementos paleogeográficos: la cuenca catalana —que se extiende de un modo claro hasta Tarragona y probablemente limitada al S por el Alto de Castellón mientras que por el W la zona de fractura Requena-Mora la separa de la plataforma Ibérica (**shelf**)—. Asimismo se reconoce el alto de Ejulve, controlado por la fractura de dirección Ibérica Ateca-Castellón y que posiblemente enlazaba con el Alto de Castellón por el S.

En la cuenca catalana se depositan calizas pelágicas, que localmente (Tivenys-Rasquera) lo hacen sobre fondos en condiciones euxínicas; en el Alto de Ejulve se desarrollan **shoals** oolíticos, al igual que en el Alto de Castellón, aunque éste llega a emerger como consecuencia de la progradación de las facies desarrolladas en los altos sobre las facies de **shelf** y cuenca. La secuencia del Dogger tiene un marcado carácter **shoaling upward**.

Con el inicio del Malm, y después de la sedimentación de una unidad muy constante en toda la región (las calizas de espongarios del Oxfordiense), se inicia el ciclo transgresivo-regresivo, que no finaliza hasta el Valanginiense. En el Kimmeridgiense, la cuenca cambia de configuración, desapareciendo el alto de Ejulve, instalándose en toda la región occidental una plataforma marina profunda, sometida a influencias detriticas (y cuyos extremos más orientales se localizan en la zona de Xerta-Pauls), originadas por la presencia de áreas emergidas en la actual Depresión del Ebro, mientras que al Sur y SE tiene lugar una sedimentación carbonatada, ocasionalmente en condiciones euxínicas en la cubeta del Maestrazgo. A medida que la regresión se desplaza hacia el E, ya en el Kimmeridgiense superior-Portlandiense, la cubeta del Maestrazgo da paso a una plataforma somera y agitada, en la que gradualmente se instalan medios sedimentarios más restringidos de llanura de marea y de **lagoon**.

A consecuencia de los movimientos neociméricos, se reactivan durante el Portlandiense-Berriasiense las antiguas fracturas tardihercinicas de dirección NE-SW (fallas del Segre y Requena-Mora de Ebro) con la consiguiente emersión y erosión del Jurásico anteriormente depositado y acumulación de sedimentos clásticos en condiciones fluviomarinas. Este hecho supone la introducción de aguas meteóricas en las márgenes septentrional y occidental de la cuenca, donde se reconoce la presencia de calizas de agua dulce. Esto origina una mezcla de aguas marinas y meteóricas, considerada la causa de las dolomitizaciones de ámbito regional (desde Beceite a Hospitalet del Infant), que afecta a la práctica

totalidad de la secuencia del Malm-Berriasiense. Al finalizar el Berriasiense, tiene lugar una emersión, que señala el final de la secuencia del Jurásico superior iniciada durante el Oxfordiense.

La deposición del Valanginiense constituye un ciclo sedimentario menor, que corresponde a la secuencia deposicional del mismo nombre. Se trata de un ciclo claramente regresivo, que se manifiesta mediante una sucesión **shallowing-upwards**. Con respecto al subciclo Kimmeridiense Berriasiense, el subciclo Valanginiense registraría un nivel del mar más bajo, el cual ocuparía la parte central y oriental del área Maestrazgo-Perelló y el sector meridional de la cuenca Salou-Garraf.

El ciclo sedimentario del Cretácico inferior comienza en el Valanginiense terminal?-Hauteriviense. Se inicia con una discontinuidad poco importante en el depocentro de la cuenca del Maestrazgo y que progresivamente se hace más evidente hacia los márgenes. Los depósitos de este ciclo se encuentran solapando progresivamente al basamento erosionado del Jurásico y Triásico.

La base del Valanginiense terminal?-Hauteriviense marca el acontecimiento más importante del Cretácico inferior. Excepto para la parte central de la cuenca del Maestrazgo, los materiales subyacentes del Malm y del Valanginiense quedaron expuestos más intensamente hacia los márgenes. Se puede apreciar para esta etapa una cierta actividad tectónica distensiva (movimientos neociméricos), que activaría el mecanismo de los dispositivos listricos y de las cubetas en semigraben (SALAS, 1983). Así tenemos la formación de extensas áreas de suelos lateríticos en la zona dels Ports de Beseit (COMBES, 1969), en la zona del Coll de Sta. Cristina (La Rubiola), en el área de Bonastre y en el sector de El Marmellar, y también la cumulación deencostramientos ferruginosos (Salou, Cota Cova, Camí Vell de Albinyana...), que fosilizan superficies de erosión y carstificación del sustrato pre barremiense. La emersión durante el Valanginiense terminal debió favorecer la circulación de aguas meteóricas y la dolomitización del substrato. Para esta etapa se produce también la formación de discordancias angulares sobre los materiales del Malm y los del Triásico en diversas localidades, fenómeno igualmente detectado en la cuenca del Maestrazgo (CANEROT, 1974), donde además hay un importante biselamiento del basamento del Malm y del Valanginiense en el borde occidental de aquella cuenca (SALAS, 1983).

La transgresión del Valanginiense terminal-Hauteriviense queda restringida únicamente a la parte central de la cuenca del Maestrazgo. Mientras en el resto de las áreas sus depósitos no están representados, como es el caso de la cuenca Salou-Garraf y de la Cubeta del Perelló, o lo están tan sólo por facies de agua dulce-salobre. Desde este momento hasta el Albienense medio, el ciclo del Cretácico inferior es claramente expansivo sobre los márgenes de las cuencas. Este fenómeno se traduce por un dispositivo de onlap generalizado de los materiales sucesivamente más jóvenes sobre el basamento del Malm erosionado. Este hecho no es más que la respuesta a la elevación del mar paulatina, amplia y global, que tuvo lugar durante el ciclo sedimentario del Cretácico inferior (VAIL et al., 1977). El mar invadió desde el Atlántico la zona de Soria, y desde el Tethys ocupó el sector de las cuencas que se extienden desde Valencia a Salou-Garraf (CANEROT, 1979).

Durante todo este tiempo, a pesar de la elevación global del nivel del mar del Cretácico inferior, tendría lugar una serie de caídas menores de dicho nivel

relativo. Estos descensos relativos internos provocarían las rupturas o discontinuidades sedimentarias, que separarían a los subciclos sedimentarios del gran ciclo del Cretácico inferior. Cada uno de estos ciclos menores se registra en las diversas unidades estratigráficas de secuencias deposicionales que han sido estudiadas en este trabajo: Hauteriviense-Barremiense, Bedouliense inferior, Bedouliense superior-Gargasiense (Clansay ?) y Albiense pp.

Durante el Albiense tiene lugar una etapa de sedimentación detrítica en la mitad septentrional, a grandes rasgos, de la Hoja y que formaría parte del margen meridional de la **Cuenca de Salou-Garraf**, y que constituiría, esencialmente, el dominio de sedimentación de la Formación Traiguera.

El sector W estaría ocupado por el **Alto de Priorat-Prades** s.l., y sólo registra localmente el depósito de la Formación Utrillas, cuyo desarrollo se sigue hacia el W en la Hoja de Tortosa.

Este dispositivo paleogeográfico obedece a un control estructural esencialmente distensivo, constituido por dos sistemas de fracturas transversales de orientación NW-SE y NE-SW (ESTEBAN, 1973; ESTEBAN y ROBLES, 1979).

Durante el Cretácico Superior, los sistemas de fracturas continúan condicionando la paleogeografía. En la mitad septentrional de la Hoja hay una transgresión sobre las arenas de Utrillas, mientras en la meridional, la transgresión se inicia sobre una superficie de interrupción.

Durante el Cenomaniano, la plataforma creada se ve abandonada progresivamente hasta emerger; nuevamente se encuentran depósitos de plataforma somera en el Senoniano, que pasan hacia arriba mediante una regresión a facies salobres y lagunares hasta que el mar se retira definitivamente. En resumen, hay dos ciclos regresivos de edades Cenomaniana y Senoniana, en las que se pasa desde facies de plataforma a facies salobres.

Tras la regresión del Cretácico superior, la sedimentación durante el Paleoceno se efectúa, en régimen continental, con la excepción de la zona de Salou. En diversos puntos del ámbito de la Hoja, los primeros episodios paleógenos coinciden con la formación de paleosuelos calcáreos y costras con **Microcodium**. En Salou, la transgresión del Paleoceno superior que originó una sedimentación carbonatada marina y posterior regresión es de difícil interpretación paleogeográfica, dada su posición estructural, y su aislamiento y diferencia de edad con respecto a los niveles marinos del Paleoceno inferior de los Catalánides (Ilerdiense inferior y medio).

Durante el Eoceno inferior y medio prosigue la sedimentación de materiales terrígenos aluviales y carbonatados lacustres tanto en Salou como en la zona del actual borde de afloramiento de la Cuenca del Ebro. A partir del Eoceno medio-superior, tan sólo se posee ya registro en esta última zona, donde tiene lugar el inicio de la deposición de potentes masas de conglomerados (abanico aluvial del Montsant). Este contraste sedimentario probablemente es debido a una reactivación tectónica con translación del antiguo borde de cuenca a zonas localizadas junto al actual borde de afloramiento de los materiales paleógenos.

Durante el Oligoceno, la zona actuó como bloque levantado con respecto a la Cuenca del Ebro, prosiguiendo los efectos de diversos episodios compresivos, originándose las estructuras de plegamiento alpídicas.

En el Baix Penedés y Camp de Tarragona, los materiales neógenos presentan las siguientes fases: **Fase I** (Paleoceno superior ?-Mioceno inferior). Desa-

rrollo de procesos de alteración de un sustrato. **Fase II** (Aquitaniense-Burdigaliense inferior). Diferenciación inicial de fosas y altos, con la consiguiente implantación de pequeños sistemas deposicionales continentales. **Fase III** (Burdigaliense superior-Langhiense). Se inicia a partir de una ruptura sedimentaria motivada por una importante reactivación tectónica distensiva, que habría configurado casi definitivamente el sistema de graben y horts. Los materiales que llenan estas fosas muestran tendencias secuenciales de somerización y granocrecientes. **Fase IV** (Miocene medio y superior). Sedimentación exclusivamente continental. **Fase V** (Plioceno). Desarrollo de espesores poco potentes de materiales continentales.

En el Cuaternario, la llanura litoral y prelitoral queda definitivamente configurada por una etapa de fracturación, que tiene lugar a comienzos del Pleistoceno y que corresponde a la «etapa de fracturación del Maestrazgo» (SIMON GOMEZ, 1982).

Posteriormente, y a lo largo de este periodo, se suceden una serie de depósitos de carácter continental, fundamentalmente fluvial (abanicos aluviales, coños de deyección, mantos de arroyada, etc.), que configuran la actual morfología de la llanura.

Finalmente, y durante el Holoceno, la sedimentación deltaica adquiere gran importancia en todo el litoral, desarrollándose los deltas de los ríos Llobregat y Ebro.

6. BIBLIOGRAFIA

- ADROVER, R.; FEIST, M.; GINSBURG, L., et al. (1983).—Les formations continentales paléogènes de la Sierra Palomera (Prov. de Teruel, Espagne) et leur place dans la biostratigraphie tertiaire des Chaînes Ibériques Orientales.
- ADROVER, R.; FEIST, M.; HUGUENEY, M., et al. (1982).—L'âge et la mise en relief de la formation détritique culminante de la Sierra Pelada (Province de Teruel, Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, sér. II, 295: 231-236.
- AGUILAR, M.J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; RIBA, O. (1971).—Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretáceo inferior en la zona de Utrillas-Villaroya de los Pinares (Teruel). *Est. Geol.* t. 27, pp. 497-512.
- AGUIRRE, E.; DIAZ MOLINA, M., y PEREZ GONZALEZ, A. (1976).—«Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta sur española». *Trab. Neógl. Cuaternario*, 5: 7-29.
- AGUSTI, J.; ANADON, P., y JULIA, R. (in litt.).—Nuevos datos sobre el Plioceno del Baix Ebre. Aportación a la correlación entre las escalas marina y continental.
- ALMELA, A. (1956).—«El Maestrazgo y la Cordillera Litoral Catalana». *Memor. I.G.M.E.*, t. 57, pp. 129-160. Madrid.
- ALMERA, J. (1904).—«Una playa de terreno cuaternario antiguo en San Juan de Vilasar». *Mem. R. Ac. Cienc. y Art. Barcelona*, 3.^a época, t. 4, n.^o 39, pp. 515-523.
- ALBERT BELTRAN, J.F. (1976).—Estudio geotérmico preliminar de Catalunya. *Tesis Doct.*, Fac. Geología, Univ. Barcelona. 462 pp., inédita.
- ALVARO, M. (1975).—Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). *Estudios Geológicos* 31, 241-247.
- ALVARO, M.; CAPOTE, R., y VEGAS, R. (1981).—Un modelo de evolución tectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica* 14: 172-177.
- ANADON, P. (1978).—El Paleógeno continental anterior a la transgresión bairritziense (Eoceno medio) entre los ríos Gaià y Ripoll (provincias de Tarragona y Barcelona). *Estudios Geol.*, 34: 431-440.
- ANADON, P. (1983).—Características generales de diversas cuencas lacustres

- terciarias con pizarras bituminosas del NE de la Península Ibérica. *Resum. Com. Congr. Nacional Sedimentología. Menorca*, 4 p.
- ANADON, P.; COLOMBO, F.; ESTEBAN, M.; MARZO, M.; ROBLES, S.; SANTANACH, P., y SOLE SUGRAÑES, LL. (1979-82). — Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geológica Hispánica*, 14, 242-270.
- ANADON, P., y VILLALTA, J.F. (1975). — Caracterización de los terrenos de edad Estampiense en Campins (Vallès Oriental). *Acta Geológica Hispánica*, 10, 6-9.
- ANADON, P.; JULIVERT, M., y SAEZ, A. (1983). — Aportación al conocimiento del Carbonífero de las Cadenas Costeras Catalanas. X Congr. Int. Estr. Geol. Carbonífero.
- ANGLADA, R., y MARTIN, E. (1971). — Sur l'âge d'une transgression marine dans le bassin du Vallès-Penedès (Espagne). *C.R. Som. Soc. Geol. France*, 189-191.
- ARMIJO, R.; CAREY, E., y CISTERNAS (1982). — The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. *Tectonophysics*, 82, 145-160.
- ASHAUER, H., y TEICHMULLER, R. (1935). — Die Varische und Alpidische Gebirgsbildung Kataloniens. *Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Math.-Phys.*, 3 F., 16, 78 pp.
- BARNOLAS, A.; CALVET, F.; MARZO, M., y TORRENT, J. (1983). — Sedimentología de las secuencias deposicionales del Mioceno del Camp de Tarragona. *X Congreso Nacional de Sedimentología. Menorca*. 7.28-7.31.
- BAYO, A.; DOMENECH, J., y CUSTODIO, E. (1979). — Estudio geológico del macizo de Vendellós para definir sus características hidrogeológicas. *I Symposium Nacional de Hidrogeología*, Asociación de Geólogos Españoles, pp. 89-107.
- BENZAQUEN, M.; NUÑEZ, A., y MARTINEZ, W. (1973a). — Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja n.º 473 (Tarragona), 39 p.
- BENZAQUEN, M.; NUÑEZ, A., y MARTINEZ, W. (1973b). — Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja n.º 446 (Valls), 44 p.
- BENZAQUEN, M.; MARTINEZ, W., y NUÑEZ, A. (1973c). — Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja n.º 419 (Vilafranca del Penedès), 48 p.
- BENZAQUEN, M.; NUÑEZ, A., y MARTINEZ, W. (1973d). — Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja n.º 447 (Villanueva y Geltrú), 35 p.
- BOER, P.L., y GENUS, L.C. van (1981). — El Jurásico superior-Cretácico inferior (weald) en el área de Montalbán-Aliaga, en El Cretácico de la Cordillera Ibérica (sector Central). *Grupo Español del Mesozoico. Libro Guía Jornadas de Campo*. Zaragoza, pp. 116-137.
- BOUSQUET, J.C., y PHILIP, H. (1981). — Les caractéristiques de la néotectonique en Méditerranée occidentale. In: F.C. Wezel (ed.), *Sedimentary basins of Mediterranean margins*, pp. 389-405. C.N.R. Italian Project of Oceanigraphy, Tecnoprint, Bolonia.
- BULARD, P.F. (1972). — Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne). Thèse doct., Niza. Fac. Sc. Vol. I, 353 pp., y vol. II, 100 pp., 39 láms.
- BULARD, P.F.; CANEROT, J.; GAUTIER, F., y VIALlard, P. (1971). — Le Jurassique de la partie orientale des Chaînes Ibériques. Aperçu stratigraphique.

- que et paleogeographique. *Cuad. Geol. Iber.* n.º 2 (1971): «I. Col. Estrat. y Paleogeogr. Jurásico Esp.» Vitoria, 1970, p. 333-344, Madrid.
- BOTT, H.H.P. (1959).—The mechanisms of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96: 109-117.
- BRINKMANN, R. (1960-62).—Aperçu sur les Chaînes Ibériques du Nord de l'Espagne. *Soc. Géol. Fr. Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot*, t. 1, pp. 291-299.
- CABAÑEROS, C., y MASRIERA, A. (1977).—Contribución al conocimiento sedimentológico del Muschelkalk medio de los Catalánides. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4: 149-157.
- CABRERA PEREZ, L. (1981).—Influencia de la tectónica en la sedimentación continental de la Cuenca del Vallès-Penedès (provincia de Barcelona, España) durante el Mioceno inferior. *Acta Geológica Hispánica*, 16 (3): 165-171.
- CABRERA PEREZ, L. (1983).—Estratigrafía y Sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligoceno-Mioceno del S.E. de la Cuenca del Ebro. *Tesis Doctoral, Fac. Geología Univ. Barcelona*, 443 pp., inédito.
- CADILLAC, H. (1979).—Teledetection et géologie, essai d'utilisation des images Landsat dans les Pyrénées, le Bassin de l'Ebre et la Catalogne. Tesis doct. *Université Paul Sabatier. Toulouse*, 2 vol.
- CADILLAC, H.; CANEROT, J., y FAURE, Ph. (1981).—Le Jurassique inférieur aux confins des Iberides et des Catalanides (Espagne). *Estudios géol.*, 37, pp. 187-198.
- CALVET, F.; PERMANER, A., y VAQUER, R. (1983).—El paleokarst del contacto Mesozoico-Mioceno en el Penedès y Camp de Tarragona. *X Congreso de Sedimentología. Menorca*. 1.73-1.75.
- CANEROT, J. (1969).—La question de l'Utrillas dans le domaine Ibérique. *C.R.S. Soc. Geol. France*, fasc. 1, pp. 11-12.
- CANEROT, J. (1974).—Recherches géologiques aux confins des Chaînes Ibérique et Catalane (Espagne). *Thèse Sc. Toulouse. ENADIMSA*, 517 pp.
- CANEROT, J. (1979).—Les algues et leur environnement dans le Malm et le Crétacé inférieur des Chaînes Ibérique et Catalane (Espagne). *Bull. Cent. Rech. Explor-Prod-Elf Aquitaine*, vol. 3, n.º 2, pp. 505-518.
- CANEROT, J. (1979-81).—Les Ibériques: Essai de synthèse structurale. *Acta Geol. Hisp.*, 14: 167-171.
- CANEROT, J. (1981).—Le couloir de décrochement ibéro-catalan (Espagne): recherche d'un mécanisme tectonique. *Archives Sc. Genève*, 34: (3): 417-422.
- CANEROT, J., y CADILLAC, H. (1977).—Sur les relations structurales entre les Chaînes Ibériques et Catalane (Espagne). *Vème Réunion Française de Sciences de la Terre, Rennes*.
- CANEROT, J., y CUGNY, P. (1980).—La plateforme haurerivienne des Ibériques sud-orientales (Espagne) et ses environnements bio-sédimentaires. *Symp. S 04. 2.1. XX Vième Congr. Géo. Intern. París. Cret. Research*.
- CANEROT, J. (1980).—Excursion 1980 du Groupe Français de Crétacé (collaborations diverses). II-Livret guide d'excursion, 152 pp.
- CANEROT, J.; CUGNY, P.; PARDO, G.; SALAS, R., y VILLENA, J. (1982).—Ibérica Central-Maestrazgo. In: *El Cretácico de España. Univ. Complutense de Madrid*, pp. 273-344.
- CAPOTE, R. (1982).—In Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino

- en el tercio Nororiental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Temas Geológico-Mineros*, 5: 290 pp. Instituto Geológico y Minero de España.
- CASTILLO HERRADOR, F. (1974).—Le Trias evaporitique des bassins de la Vallée de l'Ebre et de Cuenca. *Bull. Soc. Geol. France* (7), XVI, n.º 6: 666-675.
- CHEVALIER, J.P. (1961).—Recherches sur les Madréporaires et les formations miocènes de la Méditerranée occidentales. *Mem. Soc. Geol. France*, t. XL (93): 562 pp.
- CERVERA, A.; PARDO, G., y VILLENA, J. (1976).—Algunas precisiones litotípicas sobre la formación lignitos de Escucha. *Tecniterra*, n.º 14, pp. 1-9.
- COLODRON, I.; NUÑEZ, A., y RUIZ, V. (1978).—Mapa Geológico de España. E. 1:50.000, Hoja n.º 445, Cornudella, 2.ª serie, 1.ª Ed., IGME. Serv. Public. Min. Industria.
- COLONDRO, I.; CABANAS, I.; MARTINEZ, C. et al (1979).—Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, Hoja n.º 444 (Flix), Mem. Explix.: 1-24, Inst. Geol. Min. España.
- COLOMBO, F. (1980).—Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior continental de los Catalánides, *Tesis doct. Universidad de Barcelona*.
- COMBES, P.J. (1969).—Recherches sur la genèse des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France). *Thèse Sc., Montpellier*, 342 pp.
- CRUSAFONT, M. (1967).—Nuevos datos sobre la edad de los sedimentos terciarios de la zona Utrillas-Montalbán. *Acta Geol. Hisp.*, 2 (5): 115-116.
- DE MAS I CANALS, D. (1983 a).—L'evolució geomorfològica quaternaria del Vallès Occidental. *Tesi Doct.*, Univ. Barcelona, Fac. Geologia, 2 vols., 552 pp.
- DE MAS, D. (1983 b).—Notes sobre la neotectònica del Vallès Oriental. *Acta Geol. Hisp.*, en prensa.
- ESTEBAN, M. (1969).—Petrología de las calizas cretácicas del sector oriental de la provincia de Tarragona. *Tesis licenc. Univ. Barcelona*, 210 pp.
- ESTEBAN, M. (1971).—La tectónica de los alrededores de la ciudad de Tarragona. Vol. exts. 1^{er} Cent. (1871-1971). R. Soc. Esp. His. Nat. Vol I, pp. 129-133. C.S.I.C. Madrid, 1975.
- ESTEBAN, M. (1972).—Presencia de Caliche fosil en la base del Eocene de los Catalánides, provincias de Tarragona y Barcelona. *Acta Geol. Hisp.*, 7: 164-168.
- ESTEBAN, M. (1973).—Petrología de las calizas cretácicas del sector central de los Catalánides (prov. de Tarragona y Barcelona). *Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona*, 425 pp.
- ESTEBAN, M.; & JULIA, R. (1973).—Discordancias erosivas intrajurásicas en los Catalánides. *Acta. Geol. Hisp.* Vol. VIII, pp. 153-157.
- ESTEBAN, M. y ROBLES, S. (1976).—Sobre la paleogeografía del Cretácico inferior de los Catalánides entre Barcelona y Tortosa: *Acta Geol. Hisp.* XI, pp. 73-78.
- ESTEBAN, M.; CALZADA, S., y VIA, L. (1977).—Ambiente deposicional de los yacimientos fosilíferos del Muschelkalk Superior de Alcover - Monreal. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 4: 189-200.
- ESTEBAN, M., y SANTANACH PRAT, P.F. (1974).—Deslizamientos gravita-

- cionales y olistostromas miocenos en el Bajo Gaià y Campo de Tarragona. *Acta Geol. Hisp.*, 9:117-126.
- FALLOT, P., y BATALLER, J.R. (1927).— Itinerario geológico a través del Ba-
jo Aragón y el Maestrazgo. *Mem. Real. Acad. Cienc. Artes Barcelona*, 3.^a
época, vol. XX, n.^o 8, 143 pp.
- FALLOT, P.; BATALLER, J.R. (1927).— Sur la bordure nord-est du massif cré-
tacé du Bas Aragón. *C.R. Acad. Sc.*, t. 184, n.^o 24, pp. 1427-1469.
- FELGUEROZO, C., & RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).— Estratigrafía del Jurá-
sico de la zona Teruel-Morella (Maestrazgo), en: 1. Col. Estrat. y Paleogeogr.
Jurásico Esp. *Cuad. Geol. Iber.*, n.^o 2 pp. 439-481.
- FERNANDEZ MARRON, M.T. (1971).— Estudio paleocológico y revisión siste-
mática de la flora fósil del Oligoceno español. Tesis. *Universidad de Ma-
drid*, 177 pp.
- FONTBOTE, J.M. (1954).— Las relaciones tectónicas de la depresión del Vallès-
Penedès con la Cordillera Prelitoral y con la Depresión del Ebro. *Tomo Ho-
menaje Profesor E. Hernández Pacheco; Real Sociedad Española de Histo-
ria Natural*, 281-310.
- FONTSÈRE, E., e IGLESIAS (1971).— Recopilació de les dades sísmiques de
les terres catalanes entre 1100 i 1906. *Fundació Salvador Vives Casajuana*,
547 pp., Barcelona.
- GALLART, F. (1981).— Neógeno superior y Cuaternario del Penedés, Cataluña
(España). *Act. Geol. Hisp.*, t. 16, n.^o 3, pp. 151-157.
- GARRIDO MEGIAS, A.; VILLENA, J. (1977).— El Triás germánico en España:
Paleogeografía y estudio secuencial. *Cuadernos de Geol. Ibérica*, Vol. 4:
37-56.
- GAUTIER, F., & MOUTERDE, R. (1964).— *Lacunes et irregularités des dépôts
à la limite du Jurassique inférieur et du Jurassique moyen de la bordure nord
des Caïnes Ibériques (Espagne)*. *C.R. Acad. Sc. Paris*, groupe 9, 258, pp.
2064-3067.
- GOGOUT, M. (1959).— «A propós du Quaternaire marin sur le littoral de la pro-
vince de Tarragone (Espagne)». *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 249, n.^o 22, pp.
2351-1353.
- GINER, J. (1978).— Origen y significado de las brechas del Lias de la Mesa de
Prades (Tarragona). *Est. Geol.* vol. 34 p. 529-539.
- GINER, J. (1980).— Estudio sedimentológico y diagenético de las formaciones
carbonatadas del Jurásico de los Catalánides. Maestrazgo y Rama Arago-
nesa de la Cordillera Ibérica (sector oriental). *Tesis doct. Universidad de Bar-
celona* 316 pp.
- GOMEZ FERNANDEZ, J.J. y BABIN VICH, R.B. (1973).— Evidencia de tres ge-
neraciones de pliegues en el anticlinal de Sot (Cord. Ibérica, Prov. Valen-
cia). *Estudios Geológicos*, 29: 381-388.
- GOMEZ FERNANDEZ, J.J. (1979).— El Jurásico en facies carbonatadas del sector
levantino de la Cordillera Ibérica. Tesis Doct. *Seminarios de Estratigrafía*.
Serie monográfica n.^o 4. Univ. Complutense de Madrid.
- GREILING, L. y PUSCHANN, H. (1965).— Die Wende Silurium/Devon am St.
Creu d'Olorde bei Barcelona (Katalonien). *Senck. Leth.*, 45 (4-6): 453-457.
- GUIMERA, J. (1982).— *estudi estructural de les zones de fractura de Garraf i*

- de Vallcarca (Massís de Garraf). Arxiu de la Secció de Ciències*, 64, Institut d'Estudis Catalans, 96 pp.
- GUIMERA, J. (1983). — Evolution de la déformation alpine dans le NE de la Chaîne Ibérique et dans la Chaîne côtière Catalane. *C.R. Acad. Sc. Paris*, sér. II, pp. 505-508, 1 planche.
- GUIMERA, J. y SANTANACH, P.F. (1978). — Sobre la comprensión alpina en el sector central de las Cadenas Costeras Catalanas. *Acta Geológica Hispánica*, 13, 34-42.
- HAHNE, C. (1930). — Investigaciones estratigráficas y tectónicas de las provincias de Teruel, Castellón y Tarragona. Traducción de San Miguel de la Cámara, Madrid 1943. *Publ. Alem. Geol. de España*, n.º 2 pp. 51-97.
- HIRSCH, F. (1966). — Sobre la presencia de conodontos en el Muschelkalk superior de los Catalánides. *Notas y Coms. Inst. Geol. y Minero de España*, 90:85-92.
- HIRSCH, F. (1972). — Middle Triassic conodonts from Israel, southern France and Spain. Innsbruck Symp. Triassic Micofacies. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud Osterreich*: 811-828.
- HIRSCH, F. (1977). — Essai de correlation bioestratigraphique des niveaux méso et néotriasiques de facies «Muschelkalk» du domaine séparade. *Cuadernos Geol. Ibérica*, vol. 4:511-526.
- IGME (1982). — formación Arenas de Utrillas, En: Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el tercio noroccidental de la Rama castellana de la Cordillera Ibérica. Dir. Geol. Técn. Bas. IGME, Madrid, pp. 181-199.
- JULIVERT, M. (1955). — Geología de la Sierra de Miramar. *Mem. Com.*, Inst. Dip. Prov. Barcelona, 13:79-121.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. & CONDE, N. (1972-74). — Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares (1972) Escala 1:1.000.000. Memoria Explicativa (1974): 1-113. *Inst. Geol. Min. España*.
- LLOPIS LLADO, N. (1947). — Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides, *Instituto «Lucas Mallada»*, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Barcelona, 372 pp.
- MADURGA, M.C. (1973). — Los gasterópodos dulceacuícolas y terrestres del Cuaternario español. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Geol.* n.º 71, pp. 43-166.
- MAGNE, J. (1978). — Etudes microstratigraphiques sur le Néogène de la Méditerranée Nord-Occidentale. Vol. 1.º: Les bassins néogènes catalans., Ed. CNRS, 259 pp.
- MALDONADO, A. (1972). — El Delta del Ebro: estudio sedimentológico y estratigráfico. *Bol. Estrat.*, V. 1, 486 pp. Univ. de Barcelona.
- MALDONADO, A. (1975). — Sedimentation Stratigraphy and Development of the Ebro Delta (Spain). In: M.L. BROUSSARA (ed). *Delta Models for Explorations*, pp. 311-338, Houston Geol. Soc. Texas.
- MALDONADO, A. (1975). — Field Guide to trip 16. Deltas of the Northern Mediterranean Sea: The Ebro Delta. IX, *Int. Congr. of Sedim. Niza*, Julio 1975, 78 pp.
- MALDONADO, A. (1979). — Mapa Geológico de España a E:1:50.000 Hoja n.º 522 Tortosa 2.ª Serie. IGME. Serv. Publ. Min. Ind.
- MALDONADO, A. (1980). — «Mapa Geológico Nacional E:1:50.000 (2.ª serie) de la Hoja N.º 523 (Buda)» — IGME.

- MARQUES ROCA, M.A. (1975). — «Las formaciones cuaternarias del Delta del Llobregat» *Act. Geol. Hisp.*, t. 10, n° 1, pp. 21-28.
- MARZO, M. (1980). — El Buntsandstein de los Catalánides: Estratigrafía y procesos de sedimentación. *Tesis Doctoral*, Univ. Barcelona, 317 pp.
- MELENDEZ HEVIA, F. (1971). — Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas. *Tesis doct.*, Madrid, 2 tomos, 250 pp.
- MELENDEZ HEVIA, N. (1982). — Presencia de una «discordancia cartográfica» intrabarremiense en la Cordillera Ibérica occidental (prov. de Cuenca). *Estud. Geol.* 38 pp. 51-54.
- NUÑEZ, A. COLONDRON, I.; RUIZ, V. (1980). — Mapa Geológico de España. E. 1:50.000, Hoja n.º 472, Reus, 2^a serie, 1^a Ed. IGME. Ser. Publ. Min. Ind.
- ORTI CABO, F. (1974). — «El Keuper del Levante español». *Estudios Geológicos*, v. 30, págs. 7-46.
- ORTI CABO, F. y BAYO DALMAU, A. (1977). — Características litoestratigráficas del Triásico Medio y Superior en el Baix Ebre (Tarragona, España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 4:233-238.
- PARDO, G. (1979). — Estudio estratigráfico y sedimentológico del Cretácico inferior terminal en el Bajo Aragón turolense. *Tesis doct.* Univ. Zaragoza.
- PARDO, G. y VILLENA, J. (1971 a). — Características sedimentológicas y paleogeográficas de la Formación Escucla. *Cuad. Geol. Ibérica*, v. 5, pp. 407-418.
- PARDO, G. y VILLENA, J. (1971 b). — Estudio sedimentológico de las arenas de Utrillas en las cuencas de Utrillas y Esteruel (provincia de Teruel). *Est. Geol.*, v. 35 pp. 645-650.
- PERMANYER, A. (1982). — *Sedimentologia i diagènesi dels esculls miocens de la conca del Penedès*. Edt. Dep. Petrologia i Geoquímica, Fac. de Geología, Univ. de Barcelona, XVIII — 545 — anex.
- PLAZIAT, J.C. (1973). — *Vidaliella gerundensis* (VIDAL) et les autres bulimoides de l'Eocène de l'Espagne et du Sud de la France. *Paleob. Contin.* 4 (3): 1-34.
- PORTA, J. DE (1957). — Un sistema de cuñas marinas en el Mioceno de Tarragona. *Cursillos y conferencias del Inst. Lucas Mallada* (4); I Reunión del Terciario, Sabadell 1956; 9-12, 1 fig. Madrid.
- PORTA, J. DE y CIVIS, J. (1974). — La estratigrafía y la fauna de la sección de Francàs (Tarragona). *Acta Geol. Hisp.*, 9 (3); 84-87, 1 fig. Barcelona.
- PORTA, J. DE, CIVIS, J. Y SOLE DE PORTA, N. (1977). — Datos estratigráficos y paleontológicos de la sección de Bara (Tarragona). *Studia Geologica*, XIII, pag. 127-161, Salamanca.
- PORTA, J. y MARTINELL, J. (1981). — «El tyrrheniense catalán, síntesis y nuevas aportaciones». *Publ. Dpt. Paleont.* Universidad de Barcelona, 27 pp.
- PORTA, J.; MARTINELL, J. y CIVIS, J. (1979). — The chronostrigraphic position of the Camping Francas section (Neogen of Tarragona, Spain). *Geobios*, 12:739-741.
- RAT, P. (1966). — Sur les facies du Crétacé Inférieur dans l'Est du domaine pyrénéen. *Act. V Congr. Intern. Est. Piren. Jaca*. 1966 TI, SI, p. 117-127.
- RIBA, O; VILLENA, J. y MALDONADO, A. (1971). — Mapa geológico de España. Escala 1:200.000, Hoja n.º 40 (Daroca). *Instituto Geológico y Minero de*

- España, 53 pp. Richter, G. y Teichmüller, R. 1933. Die Entwicklung des Keltiberischen Ketten. *Abhandlungen der Gesellschaft Wissenschaften zu Göttingen*, Math.-Phys. 3F., 7, 120 pp.
- RICHTER, G. TEICHMÜLLER, R. (1933).— Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. *Abh. Ges. Wiss. Götingen, Math. Phys.* Kl, III heft 7, s 118.
- RIOS, J.M. y ALMELA, A. (1951).— Estudios sobre el Mesozoico del borde meridional de la Cuenca del Ebro. *I.G.M.E.*, Libro Jubilar, t. 2, pp. 245-380. Madrid.
- ROBLES OROZCO, S. (1974).— Estudio geológico del Mesozoico del bloque del Cardó y sectores adyacentes. *Tesis. Univ. Autonóma de Barcelona, Bellaterra.* 436 pp.
- ROBLES OROZCO, S. (1975).— Síntesis de la evolución estatigráfica y tectónica de los materiales secundarios del bloque del Cardó y sectores adyacentes (provincia de Tarragona). *Acta Geol. Hisp.*, t. X, n.º 2 pp. 59-66.
- ROBLES OROZCO, S. (1982).— Catalánides, en El Cretácico de España. *Univ. Compl. de Madrid*, pp. 199-272.
- ROCA ADROVER, A. (1975).— Sismicidad de Cataluña 1907-1974 y relación señal-ruido en una estación para el estudio de la sismicidad local. *Tesis de Licen.* Univ. Barcelona, Fac. Física, 120 pp., inédito.
- ROSELL, J. (1966).— Nota sobre la estratigrafía del Jurásico Cretácico del extremo meridional de los Catalánides (Beceite-La Cenia). *Estudios Geol.* Vol. XXII, p. 171-179.
- ROSELL, L. (1978).— Petrología y sedimentología de los tidalites del Portlandià de Garraf. *Tesis de Licenciatura. Dep. Petrol y Geoquímica. Univ. Barcelona*, 119 pp.
- SCHERER, N. (1969).— Faltung von Lyditen am Beispiel des Unterkarbons in Südostkatalonien (Spanien). *Geologie*, 18: 1190-1198.
- SAEFTEL, H. (1961).— Paleogeografía del Albense en las cadenas Celtibéricas de España. *Not y Com. I.G.M.E.* n.º 63, pp. 163-193.
- SAEZ, A. (1982).— Estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales paleozoicos de la parte central del Priorat (Tarragona). *Tes. Licenciatura Univ. Barcelona*:1-86.
- SALAS, R. (1983).— Las secuencias deposicionales del tránsito Jurásico-Cretácico en la zona de enlace Catalánides-Ibérica. *Comunicaciones X Cong. Nac. Sedimentología. Menorca*, pp. 3.34-3.38.
- SAN MIGUEL ARRIBAS, A. (1950).— Estudio de la región volcánica del bajo Ebro. *C.S.I.C., Inst. Lucas Mallada*, Premio Juan de la Cierva, 1947, 219 pp.
- SANTANACH, P.F., SANZ DE GALDEANO, C. y BOUSQUET, J.C. (1980).— Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y Cordilleras Béticas). *Boletín Geológico y Minero*, 91, 169-192.
- SERRA, J. (1975).— El precontinente catalán entre Cap Bagur y Arenys de Mar. Estructura y sedimentación reciente. *Tesis Doct.*, Univ. Barcelona, Fac. Geol., 187 pp., inédito.
- SIMON GOMEZ, J.L. (1980).— Estructuras de superposición de plegamientos en el borde NE de la Cadena Ibérica. *Acta Geológica Hispanica*, 15: 137-140.
- SIMON GOMEZ, J.L. (1981).— Reactivación alpina del desgarre del Segre en el borde NE de la Cadena Ibérica. *Teruel*, 65: 195-209.

- SIMON GOMEZ, J.L. (1982).— Comprensión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental. *Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, Fac. Ciencias*, 2 vol., 501 pp., inédito.
- SOLE SABARIS, L. (1968).— *Geografía de Catalunya*. Ed. Aedos, vol. I, 665 pp. Barcelona.
- SOLE SABARIS, L. (1978).— «La Meseta». En M. de Terán y Solé Sabaris: *«Geografía general de España»*. Ed. Ariel, Barcelona, 42-62.
- SOPEÑA, A.; VIRGILI, C.; HERNANDO, S. y RAMOS, A. (1977).— Permico continental en España. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4:11-34.
- STATTEGGER, K. (1980).— «Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Karbon im Priorat (katalanisches Küstengebirge / Spanien)». *Mitt. Österr. Geol. Gesell.*, 73: 153-162.
- VIA, L. y VILLALTA, J.F. (1975).— Restos de crustáceos decápodos en el Triásico de Monreal — Alcover (Tarragona). *Bol. Inst. Geol. Min.*, 86: 485-497.
- VIA, L.; VILLALTA, J.F. y ESTEBAN, M. (1977).— Paleontología y paleoecología de los yacimientos fosilíferos del Muschelkalk superior entre Alcover y Monral (Montañas de Prades, Provincia de Tarragona). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 4: 247-256.
- VIALLARD, P. (1973).— Recherches sur le Cycle alpin dans la Chaîne ibérique suboccidentale. *Thèse Sciences*, Université Paul Sabatier, Toulouse, 445 pp.
- VIALLARD, P. (1979).— La Chaîne Ibérique: zone de cisaillement intracontinentale pendant la tectogenèse alpine. *C.R. Acad. Sc. Paris*, sér. D, 289: 65-68.
- VIALLARD, P. (1980).— Les Ibérides (Chaînes Ibérique et Catalane): interprétation de la fracturation majeure fini-oligocène *C.R. Acad. Sc. Paris*, sér. D, 291: 873-876.
- VIALLARD, P. (1982).— Les virgations de la Chaîne Ibérique: déformation rotative en régime de cisaillement par décrochement. *C.R. Acad. Sc. Paris*, sér. II 295: 765-768.
- VIALLARD, P. (1983).— Le décollement de la couverture dans la Chaîne Ibérique méridionale: Effet de raccourcissements différentiels entre substratum et couverture. *Bull. Soc. Géol. de France*, 7ème. sér., 25 (3): 379-383.
- VILASECA, S. (1920).— Contribució a l'estudi dels terrenys triàssics de la província de Tarragona. *Treb. Mus. Cienc. Nat.*, VIII, 66 p.
- VIRGILI, C. (1958).— El Triásico de los Catalánides. *Bol. Inst. Geol. Min.* 69, 856 p.
- VIRGILI, C. (1960).— «Estudio de los minerales pesados del Cuaternario continental del litoral catalán» *An. Edaf y Agrob*, t, 19, pp. 229-240. Madrid.
- VIRGILI, C. (1964).— Estudio geológico del sector Espluga-Vimbodí-Rojals. *Inst. Est. Tarraconenses Ramón Berenguer*, IV: 7-24.
- VIRGILI, C. y ESTEBAN, M. (1977).— Bibliografía del Triás de los Catalánides. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4: 691-699.
- VIRGILI, C. y JULIVERT, M. (1954).— El Triásico de la sierra de Prades. *Estudios Geológicos*, 22: 215-242.
- VIRGILI, C.; VIA, L.; VILLATA, J.F.; PARIS, R.; ESEBAN, M.; MARZO, M.; COLOMBO, F. y ANADON, P. (1977 b).— Guía de la excursión el Triásico de la Sierra de Prades. *Cuadernos Geología Ibérica*, 4: 527-558.
- VIRGILI, C.; SOPEÑA, A; RAMOS, A y HERNANDO, S. (1977).— Problemas

de la cronoestratigrafía del Trias en España. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4: 57-88.zWALLISER, O.H. (1964).—Conodontes der Silurs. *Abh. Ges. Landesamtes Bodenforsch.*, 41: 1-106.