

Evolución sedimentaria de la Cuenca Surpirenaica Oriental durante el Eoceno.

ANTONIO BARNOLAS,

Div. de Geología y Geofísica, I.T.G.E., Ríos Rosas 23, 28003-Madrid.

RESUMEN

En la cuenca de antepaís surpirenaica oriental se reconocen dos etapas con características diferentes en su relleno sedimentario. La primera etapa, que abarca a los materiales depositados desde la base del Ilerdiense hasta el Luteciense superior incluido, se caracteriza por un relleno sedimentario asimétrico debido a la existencia de dos márgenes deposicionales con diferente comportamiento tectónico. En el margen distal, o margen de antepaís, se desarrolló una sedimentación carbonática que en conjunto presenta una geometría de margen retrogradacional escalonado. En el margen activo se desarrolló una sedimentación siliciclástica progradacional dando una geometría de cuñas superpuestas. En total se reconocen tres secuencias deposicionales en las que coexisten un sistema retrogradacional carbonático en el margen distal con un sistema progradacional siliciclástico en el margen activo. El desplazamiento del margen activo hacia el antepaís provocó el hundimiento progresivo del margen distal y el *onlap* de las facies del margen activo sobre las facies del margen distal hundidas. La segunda etapa, que abarca los materiales del Bartonense y Priabonense inferior y medio, se caracteriza por la aparición de un tercer margen tectónicamente activo, el margen catalánide, cuyos sistemas deposicionales se corresponden simétricamente con los del margen pirenaico. En esta etapa se reconoce una única secuencia deposicional, compuesta por dos «systems tract» transgresivos en la base a los que se superponen dos «systems tract» regresivos.

Palabras clave: Secuencias deposicionales. Eoceno. Cuenca surpirenaica oriental. Cuenca de antepaís.

ABSTRACT

Two main phases can be recognized in the Eastern Eocene South-Pyrenean Foreland basin. The first one, which includes the Lower Ypresian (Ilerdian) to Upper Lutetian sedimentary package, is characterized by an asymmetrical basin fill produced as a consequence of the different tectonic activity of both basin margins. In the foreland margin, a carbonatic sedimentation took place creating an stepped onlap margin geometry. In the orogenic margin, the terrigenous influx from the orogenic belt developed successive progradational

clastic wedges. Three Depositional Sequences can be recognized including coetaneous retrogradational carbonate depositional systems in the foreland margin with progradational siliciclastic systems in the active margin. The forelandward advance of the orogenic belt produces, progressively, the drowning of the foreland margin. As a consequence of this, the active margin clastic wedge progrades onlapping the drowned distal carbonate margin facies. The second phase, which includes Bartonian and Lower-Middle Priabonian sediments, is characterized by the introduction of a second active basin margin, known as Catalanid margin. Symmetrical siliciclastic wedges from the Pyrenean and Catalanid margin shape the basin fill. One Depositional Sequence, including two transgressive systems tract followed by two regressive systems tract, are recognized in this phase.

Key words: Depositional sequences. Eocene. Eastern southpyrenean basin. Foreland.

INTRODUCCIÓN

La cuenca de antepaís surpirenaica estuvo fuertemente controlada por la inversión de las estructuras tectónicas distensivas generadas durante el Cretácico (Teixell, 1990; Puigdefàbregas *et al.*, 1992). La geometría de las láminas cabalgantes que implican a los materiales cretácicos, refleja parcialmente la disposición de las cuencas sedimentarias de esta edad, y su emplazamiento condicionó la evolución y compartimentación de la cuenca eocena surpirenaica (Barnolas *et al.*, 1992). Concretamente, el emplazamiento durante el Eoceno inferior y medio de las láminas cabalgantes de Montsec - Cotiella, que involucran a los materiales cretácicos de la cuenca surpirenaica central, significó la compartimentación progresiva de la cuenca surpirenaica en varias subcuencas: Oriental, Ager, Tremp-Graus y Jaca (Fig. 1).

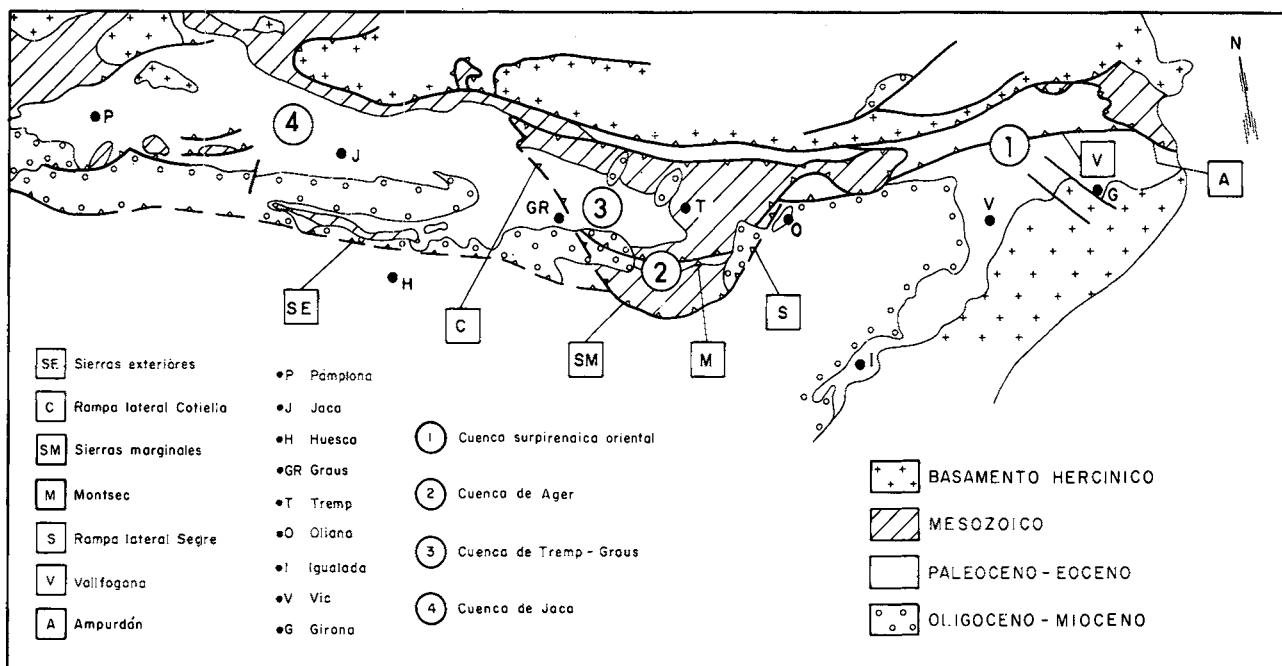


Figura 1.- Esquema geológico de la vertiente surpirenaica.

Figure 1.- Geological sketch of the south-pyrenean foreland.

La Cuenca Surpirenaica Oriental a la que denominaremos de forma abreviada como Subcuenca Oriental, queda limitada, tal y como se observa en la figura 1, por la estructura del Segre, rampa lateral de las láminas cabalgantes integradas en la Unidad Surpirenaica Central (Seguret, 1972), y por la costa mediterránea, donde se encuentra parcialmente cobijada por las láminas cabalgantes de materiales mesozoicos del Ampurdán. La prolongación de sus materiales hacia el oeste hay que buscarla debajo de la Unidad Surpirenaica Central, y de la cobertera sedimentaria del Terciario continental de la Cuenca del Ebro, así como en las subcuencas paleógenas transportadas por la unidad surpirenaica central, de las que se fue individualizando progresivamente. Su probable extensión hacia el este, en el Mediterráneo, es desconocida.

La naturaleza y geometría de los sistemas deposicionales, en el sentido de Fisher y Mc Gowen (1967), que conforman el registro sedimentario de cada subcuenca, tiene una estrecha relación con la evolución estructural de la cuenca de antepaís y, de forma directa, con el comportamiento tectónico del margen de cuenca al que pertenecen. En las subcuencas no despegadas de la vertiente surpirenaica, el relleno sedimentario es asimétrico y está formado mayoritariamente por sistemas deposicionales carbonáticos en el margen distal, y por sistemas deposicionales siliciclásticos en el margen activo. Por el contrario, en las subcuencas despegadas de la vertiente surpirenaica el relleno es predomi-

nantemente siliciclástico y, únicamente la posición del orógeno emergente condiciona la procedencia mayoritaria de los aportes.

El registro estratigráfico de cada una de las subcuencas sedimentarias puede descomponerse, mediante el análisis secuencial, en diversas secuencias. Este análisis se realiza aplicando los conceptos de estratigrafía secuencial definidos en Vail *et al.* (1977) y en Van Wagoner *et al.* (1987), así como los expuestos en Van Wagoner *et al.* (1990) para su aplicación en campo. En el caso de cuencas de antepaís, como la cuenca surpirenaica oriental, de reducidas dimensiones y con interdigitación de los sistemas deposicionales procedentes de márgenes distintos, el análisis secuencial, aplicado a ambos márgenes de la cuenca sedimentaria permite extraer conclusiones sobre la dinámica de la cuenca sedimentaria. Con esta finalidad y como paso previo al análisis secuencial, es necesario establecer un cuadro de correlación litoestratigráfica que permita identificar los sistemas deposicionales de cada margen, su geometría y las relaciones geométricas entre los mismos. Esta metodología de trabajo permite:

a) identificar las discontinuidades estratigráficas existentes en el registro sedimentario que afectan a ambos márgenes de la cuenca. En consecuencia, permite delimitar episodios deposicionales con validez para toda la cuenca sedimentaria.

b) establecer la comparación entre los sistemas deposicionales de cada episodio deposicional según el margen de cuenca al que están relacionados. Los elementos de comparación serán básicamente su naturaleza litológica, la geometría de relleno (progradacional, agradacional o retrogradacional), y su estructura interna (facies y secuencias).

c) identificar la paleogeografía en cada episodio deposicional y su evolución.

d) evaluar los cambios paleogeográficos ocurridos entre cada uno de los episodios deposicionales. El conocimiento de estos cambios paleogeográficos nos permitirá avanzar en la interpretación de los mecanismos que han intervenido en la génesis de estas discontinuidades.

Los episodios deposicionales delimitados por discontinuidades se corresponden bien con el concepto de secuencia deposicional definido por Mitchum (1977).

RASGOS GENERALES EN LA EVOLUCIÓN DE LA CUENCA SURPIRENAICA.

Durante el Ilerdiense inferior y medio la sedimentación fue muy homogénea en toda la cuenca surpirenaica, con las características de una cuenca de antepaís no despegada. Durante el Ilerdiense sup. - Cuisiense inf. se inicia la compartimentación de la cuenca sedimentaria, como consecuencia del inicio del emplazamiento de la unidad estructural de Cotiella. A partir de este momento, la sedimentación en la cuenca de Tremp - Graus adquiere las características sedimentarias de una subcuenca despegada. Los aportes desde el orógeno se traducen en la generación de importantes sistemas aluviales (Roda - Suerri, San Esteban, Campanúe) que evolucionan y se interdigitan con un sistema deltaico que progradó según la dirección del eje de la cuenca en sentido E-W. La transición a la cuenca de Jaca se sitúa en el límite occidental de la unidad transportada cuya estructura lateral (rampa del Cotiella) condiciona la posición de los taludes siliciclásticos. Estos taludes vienen caracterizados por la existencia de importantes truncaciones erosivas (Atiart, Charo-Besians, Formigales) que afectan a las facies de plataforma y sobre las que se disponen en *onlap* facies finas de talud siliciclástico (Rumpf y de Boer, 1985; Mutti *et al.*, 1988; Barnolas *et al.*, 1992; Puigdefábregas *et al.*, 1992).

En la subcuenca de Jaca y en la subcuenca oriental, el relleno sedimentario mantuvo las características señaladas para subcuencas no despegadas hasta el Luteciense superior. La regresión Cuisiense, que se manifiesta con claridad en toda la cuenca surpirenaica, supuso en ambas cuencas, una reducción del área

de sedimentación con el consiguiente desplazamiento hacia el norte en la posición de la plataforma carbonática del margen distal.

Hasta bien entrado el Luteciense inferior, las subcuencas oriental y de Jaca guardan un gran paralelismo entre sí en lo que respecta a tipo de facies y distribución. Este se rompe con la sedimentación de evaporitas de cuenca (Formación yesos de Beuda) en la subcuenca oriental y, no se recuperará hasta la base del Bartonniense. Este hecho responde casi con seguridad a que ambas subcuencas quedaron aisladas entre sí, durante un intervalo de tiempo que abarca gran parte del Luteciense, por efecto del emplazamiento de la unidad surpirenaica central. Los taxones fósiles que han sido estudiados con carácter monográfico (Decápodos, por Via 1966, 1969, 1973; *Nummulites* del grupo *perforatus* por Serra-Kiel, 1984) muestran que la individualización de la subcuenca oriental con respecto a la subcuenca central durante el Luteciense, estuvo acompañada además, de una provincialización faunística distinta.

A partir de la transgresión Bartonniense (Luteciense sup. - Bartonniense inf.), en el que ambas subcuencas recuperan la comunicación entre sí, se produce una modificación sustancial en su esquema de distribución de facies. En la subcuenca oriental, el Margen Catalánide pasa a comportarse como un margen tectónicamente activo, que se refleja en la sedimentación por el progresivo paralelismo que adquirieron los sistemas deposicionales procedentes de los márgenes Pirenaico y Catalánide respectivamente (Fig. 2). En la subcuenca de Jaca, parte de la misma, que se corresponde actualmente con el sinclinorio del Guarga, adquiere las características sedimentarias de una cuenca despegada por el inicio del emplazamiento de las Sierras Exteriores (Ori y Friend, 1984).

En el Priaboniense inferior y medio la cuenca surpirenaica entra en un proceso de progresivo aislamiento de la comunicación oceánica, provocado por el levantamiento de la unidad Vasco-Cantábrica. Este aislamiento se traduce en el confinamiento progresivo de la cuenca con sedimentación de evaporitas y su posterior evolución a una cuenca de tipo endorreico (Cuenca del Ebro).

La cuenca surpirenaica oriental

La estratigrafía del Eoceno de la cuenca surpirenaica catalana es conocida, en sus rasgos litoestratigráficos y cronoestratigráficos más sobresalientes desde los trabajos de Almela y Ríos (1943) y Ríos *et al.* (1943). Estudios regionales de carácter estratigráfico (Reguant, 1967; Kromm, 1969; Solé-Sugrañes,

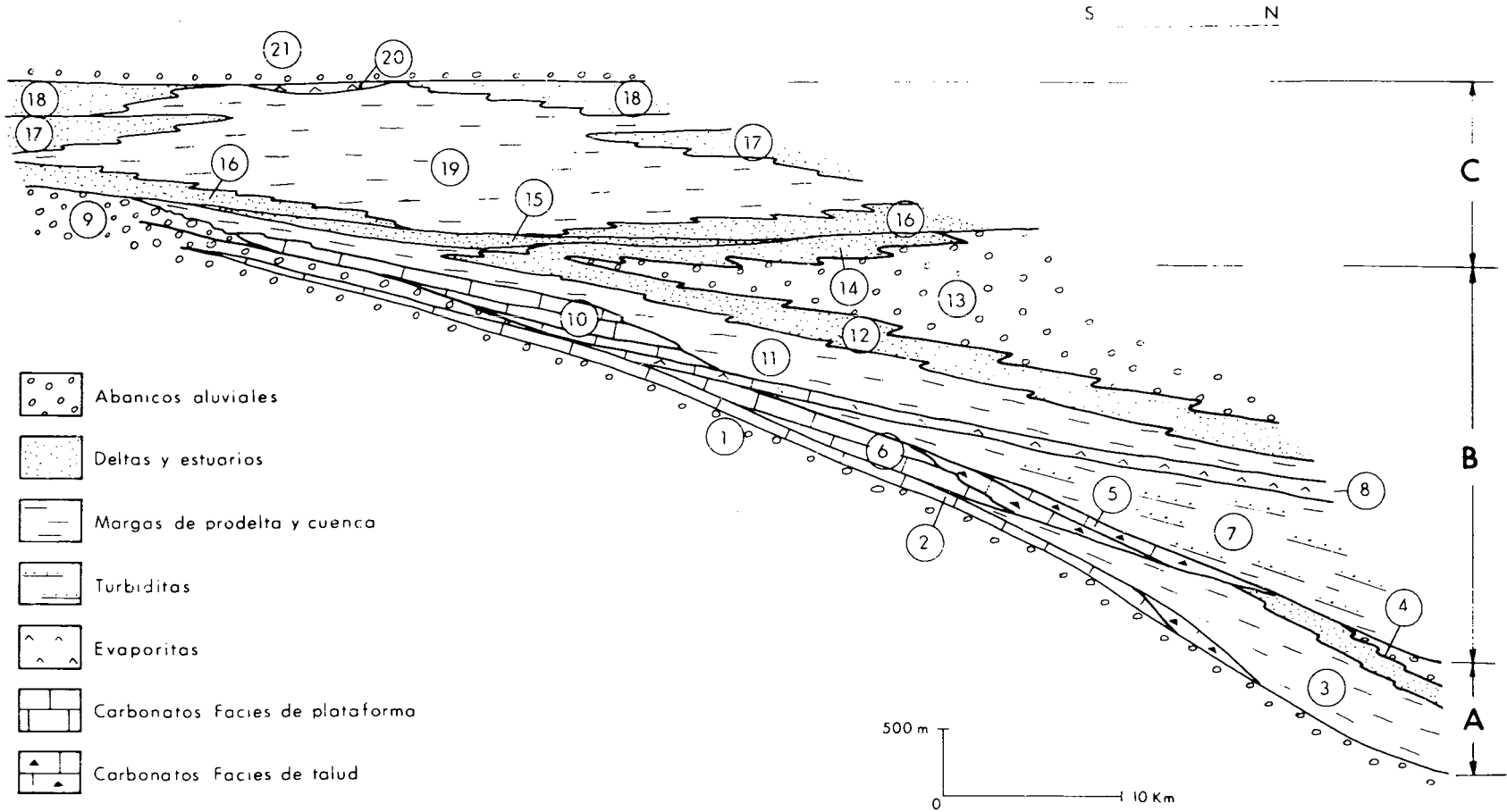


Figura 2.- Esquema estratigráfico de la cuenca surpirenaica oriental. 1: Fm. Mediona, 2: Fm. Orpí, 3: Fm. Sagnari, 4: Fm. Corones, 5: Fm. Armàncies, 6: Fm. Penya, 7: Fm. Campdevàno, 8: Fm. Beuda, 9: Fm. Vilanova de Sau y Romagats, 10: Fm. Tavertet, 11: Fm. Banyoles, 12: Fm. Barcons, 13: Fm. Bellmunt, 14: Fm. Rupit, 15: Fm. Folgueroles, 16: Complejos deltaicos retrogradacionales de Sant Feliu de Codines y Rocacorba, 17: Complejos deltaicos progradacionales de Sant Martí de Centelles y Orís, 18: Complejos deltaicos progradacionales de Puigsagordi y Sant Martí Xic, 19: Margas de Vic, 20 Yesos de La Noguera (Fm. Salina de Cardona), 21: Fm. Molasa de Artès. A, B y C: Secuencias deposicionales principales.

Figure 2.- Stratigraphic framework of the eastern south-pyrenean basin. 1: Mediona Fm., 2: Orpí Fm., 3: Sagnari Fm., 4: Corones Fm., 5: Armàncies Fm., 6: Penya Fm., 7: Campevànol Fm., 8: Beuda Fm., 9: Vilanova de Sau and Romagats Fm., 10: Tavertet Fm., 11: Banyoles Fm., 12: Barcons Fm., 13: Bellmunt Fm., 14: Rupit Fm., 15: Folgueroles Fm., 16: Sant Feliu de Codines and Rocacorba retrogradational deltaic systems, 17: Sant Martí de Centelles and Orís progradational deltaic systems, 18: Puigsagordi and Sant Martí Xic progradational deltaic systems, 19: Vic marls, 20 La Noguera gypsum (Salina de Cardona Fm.), 21: Artès molassic Fm. A, B and C: main sedimentary sequences.

1970; Ferrer, 1971; Gich, 1972; Pallí, 1972; Estevez, 1973; Colombo, 1980; Busquets, 1981) y bioestratigráfico (Ruiz de Gaona y Colom, 1950; Colom, 1951, 1971; Vía, 1966; Hottinger, 1960; Reguant, 1967; Ferrer, 1971; Caus, 1975 y Serra-Kiel, 1984), así como la definición de una estratigrafía formal, con definición de unidades litoestratigráficas (Gich *et al.*, 1967; Gich, 1969; Ferrer *et al.*, 1968; Ferrer, 1971; Solé-Sugrañes *et al.*, 1971; Pallí, 1972) dieron paso y se simultanearon con la realización de los primeros cuadros de correlación litoestratigráfica de la cuenca: Kromm (1968, 1969), Defalque (1968, inédito: ver Riba, 1975), Gich (1972) y Rosell *et al.*, (1973).

Más recientemente, Puigdefàbregas y Souquet (1986) realizan un análisis secuencial aplicado a la totalidad del Mesozoico y Cenozoico circumpirenaico. En este análisis reconocen seis secuencias deposicionales eocenas dentro del ciclo de cuenca de antepaís.

De manera casi simultánea Puigdefàbregas *et al.* (1986), han presentado un análisis secuencial de la cuenca surpirenaica oriental cuyas unidades han sido denominadas secuencias deposicionales por los autores. Las secuencias definidas por Puigdefàbregas *et al.*, (1986) se caracterizan por «comprender cuerpos de estratos genéticamente relacionados entre sí, separados por discordancias y sus relativas concordancias, o por cambios verticales abruptos en la distribución regional de facies». Estas secuencias, en número de ocho para el Eoceno, son relacionadas por estos autores con distintos eventos en el desarrollo del cinturón de cabalgamientos del margen activo. La diferencia en número de secuencias del trabajo anterior es debido a la separación como secuencias individuales de las evaporitas de cuenca lutecienses (Beuda) y priabonienses (Cardona). Las secuencias de Puigdefàbregas *et al.* (1986) han sido ampliamente aceptadas y utilizadas.

Para aplicar el análisis secuencial que se presenta en este trabajo, nos hemos basado en un esquema litoestratigráfico de la cuenca, establecido a través de una transversal desde las zonas más internas a las más externas. Este esquema (Fig. 2) constituye una puesta al día de los anteriormente elaborados por Kromm (1968), Defalque, (1968: ver Riba, 1975), Gich (1969, 1973) y Rosell *et al.*, (1973).

Etapa Ilerdiense a Luteciense

* Sistemas deposicionales del margen distal

Los sistemas deposicionales del margen distal corresponden a abanicos aluviales y a plataformas carbonáticas (Fig. 2).

Los sistemas aluviales se hallan adosados al margen. Corresponden a facies medias y distales de abanicos aluviales coalescentes (Fm. Vilanova de Sau) situadas estratigráficamente entre la Fm. Orpí o la Fm. Mediona y la Fm. Tavertet, así como a facies proximales de abanicos aluviales (Fm. Romagats) coetáneas con la sedimentación de la Fm. Tavertet (Colombo, 1980).

La primera plataforma carbonática es de edad Ilerdiense inferior y medio (Fm. Orpí). Se dispone transgresivamente sobre facies aluviales rojas de edad Maestrichtiense - Paleoceno (Fm. Mediona), aflorando tanto en la unidad del Cadí, donde frecuentemente se la denomina Fm. Cadí, como en el autóctono meridional (región de Igualada y área de Rupit-El Far en Girona). También ha sido reconocida en la mayor parte de los sondeos efectuados por la industria petrolera. En la unidad del Cadí aflora en su parte oriental (Garrotxa) y en su parte occidental (Serra del Cadí y Port del Comte). Por el contrario, en la parte central de esta unidad estructural la Fm. Orpí está ausente y las facies terrígenas de procedencia septentrional (Fm. Sagnari) se disponen directamente sobre las facies rojas del Maestrichtiense - Paleoceno. En estos afloramientos septentrionales la base de la unidad, está representada por facies internas de rampa, que contienen asociaciones de alveolinas del Ilerdiense inferior (zonas de la *A. cucumiformis* y de la *A. elipsoidalis*). El Ilerdiense medio está representado por facies externas de rampa, conteniendo *Nummulites* y *Discocyclina*, con un episodio de progradación de facies interna de rampa a techo que presenta *A. mousoulensis* en la base y *A. corbarica* al techo (Hottinger, 1960; Betzler, 1989). Un análisis estratigráfico y secuencial de estas facies ha sido establecido por Betzler (1989) en el área occidental (Cadí-Port del Comte) y por Martínez *et al.* (1989) y Pujadas *et al.* (1989) en el área de la Garrotxa. Sobre estas facies se disponen en onlap las facies de cuenca de la Fm. Sagnari (Ilerdiense inferior y medio).

En los afloramientos meridionales situados en el autóctono (El Far - Rupit y en la región de Igualada) solo llegan a aflorar las facies de rampa interna del Ilerdiense medio (Zona *A. mousoulensis* en El Far y Zonas *A. mousoulensis* y *A. corbarica* en Igualada) (Hottinger, 1960; Ferrer, 1967, 1971). Sobre estas facies se disponen directamente las facies aluviales de la Fm. Vilanova de Sau que nos indican la regresión del Ilerdiense sup. - Cuisiense.

La segunda plataforma carbonática es de edad Cuisiense inferior (?) a Luteciense inferior. La base de este sistema deposicional está formada por facies carbonáticas someras que se disponen sobre las facies detríticas de la Fm. Coronas (Tramo intermedio). Consisten en *wackestones* a *grainstones* de ostráco-

dos, miliólidos, gasterópodos y pequeños bivalvos y corresponden al tramo superior de la Fm. Coronas que aflora ampliamente en la unidad del Cadí. Sobre estas facies se dispone un tramo de niveles de calizas y margas alternantes con numerosos *slumps*. Este tramo aflora a lo largo de toda la unidad del Cadí y se identifica generalmente con el tramo inferior de la Fm. Armàncies. Los niveles calcáreos de este tramo presentan fauna restringida idéntica a la de los niveles inferiores y en ambos tramos abunda la materia orgánica.

El resto de facies someras de este sistema deposicional se disponen en un área de afloramiento mucho mas reducida. Estas facies se encuentran exclusivamente en los afloramientos orientales (La Garrotxa) y occidentales (Serra del Cadí-Port del Compte) de la unidad del Cadí. Corresponden a la Fm. Penya de Estevez (1970), sinónima de la Fm. Terrades de Pallí (1972). En ambos casos presentan una secuencia de facies profundizante.

En el sector oriental, las facies de plataforma somera se continúan con facies mixtas silíceo-carbonáticas formando secuencias somerizantes y con un contenido en macroforaminíferos de *Alveolina* aff. *frumentiformis*, *Nummulites burdigaliensis cantabricus*, *N. aff. manfredi* y *Assilina maior* que caracterizan el Cuisiense medio-superior (Tosquella, 1989). Sobre estas facies se encuentra un tramo mucho mas carbonático con secuencias del mismo tipo y un contenido en macroforaminíferos (*Alveolina frumentiformis*, *A. callosa*, *A. stipes*, *Nummulites gallensis*, *N. verneuilli*, *N. aff. obesus*, y *Assilina spira abrardi*) que caracteriza al Luteciense inferior (Tosquella, 1989). En este sector las facies de plataforma carbonática culminan con el *onlap* de facies detríticas someras de procedencia septentrional que, cuando corresponden a ambientes de tipo continental, han sido atribuidas a la Fm. Bellmunt (Pallí, 1972).

En el sector occidental, las facies de plataforma somera se continúan con facies ricas en macroforaminíferos. Inicialmente, sobre las margocalizas ricas en materia orgánica y fauna restringida, se disponen calizas con abundantes alveolínidos que son sustituidas progresivamente en la parte superior por facies ricas en assilinas. Estas facies ricas en macroforaminíferos corresponden a la Fm. Penya. Sobre ellas se disponen facies de talud acrecional de la Fm. Armàncies.

En el sector central de la unidad del Cadí, las facies de plataforma somera se interrumpen con la unidad margocalcárea que constituye el tramo inferior de la Fm. Armàncies. De hecho, este tramo corresponde a facies de rampa distal en una cuenca restringida. Sobre el se disponen las facies de talud acrecional de la Fm. Armàncies. Estas facies consisten en margocalizas nodulosas entre las que se en-

cuentran megacapas formadas por brechas de elementos calcáreos de plataforma somera resedimentados y calizas bioclásticas de material resedimentado a techo (*debris sheets*).

La tercera plataforma carbonática aflora extensamente en el área meridional entre Vic y el Mediterráneo (playa de Pals), siendo conocida como Fm. Tavertet (Gich *et al.*, 1967). Por el tipo de facies y secuencias que presenta esta unidad puede interpretarse como una rampa carbonática, que se dispone de forma transgresiva sobre los abanicos aluviales residuales del margen distal. Este hecho implica que las facies internas de la rampa carbonática, dominantes en el tercio inferior de la serie estratigráfica, estan formadas por calizas bioclásticas con abundantes miliólidos y alveolínidos, así como por abundante material siliciclástico, producto del retrabajamiento de las facies aluviales.

Las facies mas distales de la rampa carbonática presentan secuencias somerizantes de margas y margocalizas nodulosas. Este tipo de facies es frecuente encontrarla a techo de la unidad y, comunmente finalizan con calizas bioclásticas con estructuras tractivas y *lags* bioclásticos y detríticos con glauconita, marcando la transición brusca a la unidad suprayacente.

Una de las facies más característica de esta unidad corresponde a un banco de calizas lumaquélicas formadas por formas A y B de *Nummulites* del grupo *perforatus*. Este banco se encuentra a techo de la formación en los afloramientos mas septentrionales (Sta. Elena d'Amer, El Far, Rupit), mientras que en los afloramientos más meridionales (Taradell-Tavertet) ocupa una posición intermedia. Aproximadamente marca el límite estratigráfico entre la presencia de *Alveolina frumentiformis* y *Alveolina fusiformis*. Estas facies han sido interpretadas por Serra-Kiel (1984) como pertenecientes a crecimientos «in situ» de tipo biostrómico, y corresponden probablemente a un evento biológico en la cuenca relacionado con un episodio transgresivo. Facies idénticas han sido reconocidas en el margen activo, intercaladas entre las facies deltaicas de la Fm. Barcons.

En los afloramientos meridionales, el tramo superior de la unidad, situado estratigráficamente sobre el banco de *Nummulites* del grupo *perforatus*, está formado por secuencias somerizantes de calizas bioclásticas, algo nodulosas a techo y con alveolinas abundantes. Estas secuencias culminan con la superposición de *lags* bioclásticos y detríticos que corresponden a superficies transgresivas sobre las que, en *onlap*, se disponen facies margosas de procedencia septentrional (Fm. Banyoles). En estas superficies transgresivas son frecuentes los corales coloniales que, ocasionalmente, llegan a formar pequeños edificios arrecifales (Taberner,

1978). Todo este conjunto de facies presenta una geometría en forma de retroceso escalonado hacia el margen catalánide de las facies carbonáticas.

* Sistemas deposicionales del margen activo

Los sistemas deposicionales del margen activo se caracterizan por su geometría en forma de cuña y por la naturaleza siliciclástica de sus materiales. Se reconocen dos cuñas mayores, una inferior formada por los materiales de la Fm. Sagnari y los del tramo inferior de la Fm. Coronas, de edad Ilerdiense, y otra superior formada por los materiales de la Fm. Vallfogona, Banyoles, Barcons y Bellmunt, de edad Cuisiense (?) - Luteciense.

Los materiales de la cuña inferior corresponden en su tramo inferior (Fm. Sagnari) a margas y lutitas grises que en su parte inferior contienen *Operculina ornata* y *O. aff. canalifera* que caracterizan al Ilerdiense inferior (Samsó, 1989). Hacia la parte media de este tramo se localizan algunos niveles con abundantes nummulítidos y nódulos de sílex. Entre los macroforaminíferos de estos niveles, la presencia de *Assilina pustulosa* y *Nummulites globulus* caracterizan el Ilerdiense medio (Samsó, 1989). La parte superior de las facies margosas y limolíticas es pobre en fauna. Sobre este tramo margoso-lutítico se encuentran facies detríticas grises que presentan abundantes niveles de areniscas, limolitas y margas. Este tramo corresponde a la parte inferior de la Fm. Coronas de Gich (1969) y presenta estructuras sedimentarias con paleocorrientes que indican su procedencia norte (Giménez, 1989). Sobre estas facies y de forma transicional se pasa a facies continentales de color rojo que constituyen el techo de esta primera cuña siliciclástica y que corresponde litoestratigráficamente al tramo intermedio de la Fm. Coronas.

La disposición de estos materiales sobre las facies de la primera plataforma carbonática del margen distal se realiza según una disposición en *onlap*. De esta forma, en el sector central de la unidad del Cadí, donde las facies de plataforma carbonática no existen, la secuencia descrita se encuentra completa. Por el contrario, en los sectores oriental y occidental de la misma unidad estructural, donde las facies de plataforma llegan al Ilerdiense medio, la parte inferior y media del tramo inferior (Fm. Sagnari) están ausentes.

La procedencia septentrional de estos materiales, así como la naturaleza mayoritariamente hercínica de los clastos (Puigdefàbregas *et al.*, 1986; Giménez, 1989) evidencia la emersión de la zona axial durante el Ilerdiense superior - Cuisiense inferior. La existencia de una zona axial emergida en esta época también ha

sido puesta de manifiesto en la vertiente norpirenaica (Tambareau *et al.* 1987) y en la cuenca de Tremp-Graus (Fonnesu, 1984; Puigdefàbregas *et al.*, 1985).

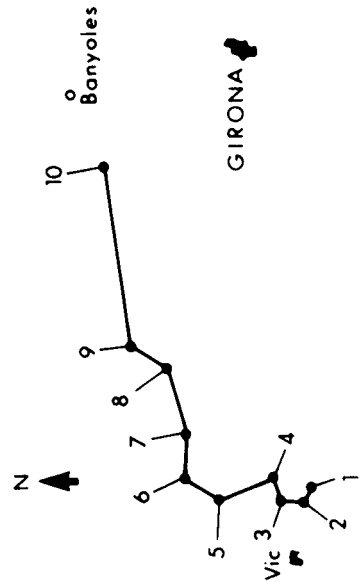
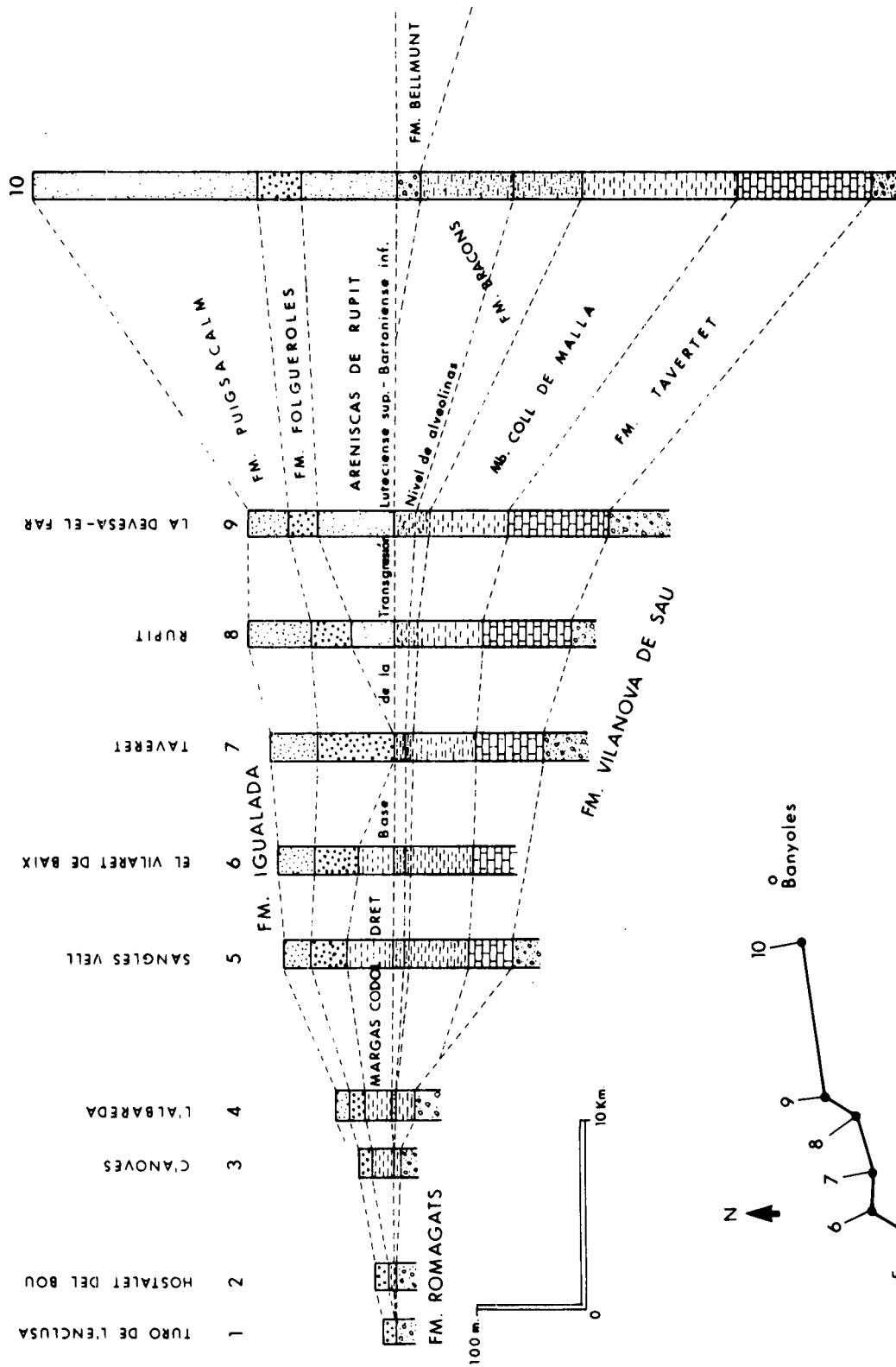
La segunda cuña clástica incluye, en la base, facies turbidíticas (Fm. Vallfogona). Esta unidad aflora en la parte occidental de la unidad del Cadí, tanto en el flanco norte como en el flanco sur del sinclinorio de Ripoll. Al este de Ripoll, se encuentran facies de plataforma siliciclástica de procedencia septentrional, que se disponen en *onlap* sobre las facies de plataforma carbonática de la Fm. Peña, y que alimentaron al sistema turbidítico de Ripoll (Fm. Vallfogona). Esta transición entre las facies de plataforma siliciclástica y las facies turbidíticas ha sido estudiada por Kromm (1967) y Costa (1989). Destaca la aparente inexistencia de truncaciones erosivas (por lo menos no han sido descritas), similares a las descritas en la cuenca surpirenaica central (Mutti *et al.*, 1988), limitando ambos tipos de sistema deposicional, así como el carácter progradante general que adquieren las facies de plataforma sobre las facies turbidíticas (Costa, 1989).

En el sector central y occidental de la unidad del Cadí, las facies turbidíticas de la Fm. Vallfogona se disponen en *onlap* sobre las facies de talud carbonático del margen distal (Fm. Armàncies). Afloran en ambos flancos del sinclinorio de Ripoll y su correlación presenta numerosas dificultades. En el flanco norte se observa un progresivo aumento en la proporción de capas arenosas hacia el techo (Busquets, 1981), mientras que las paleocorrientes muestran un sentido de la progradación de este a oeste en los tramos inferior y medio de la secuencia (Costa, 1989). Kromm (1967) indica la existencia de paleocorrientes hacia el sur y el suroeste en los afloramientos situados en el área más nororiental de este flanco. En el flanco sur (Busquets, 1981 y Van Eeckhout, 1990) la parte inferior de la formación está formada por lutitas con capas turbidíticas finas que presentan paleocorrientes dominantes hacia el oeste (Kromm, 1967; Van Eeckhout, 1990). La parte media y superior de la unidad se caracteriza por el predominio de capas depositadas mediante flujos gravitatorios (*slumps* y *debris flows*). Probablemente se trate de facies pertenecientes a *aprons* siliciclásticos de procedencia septentrional, similares a las existentes en la parte superior de las turbiditas del grupo Hecho en la cuenca surpirenaica central (Barnolas *et al.*, 1992).

Entre las capas turbidíticas de la Fm. Vallfogona aparecen algunas capas carbonáticas resedimentadas (Costa, 1989), de menor espesor que las descritas en la Cuenca de Jaca (Ten Haaf, 1966; Labaume *et al.*, 1983).

Hacia el techo de la unidad turbidítica las facies muestran una tendencia clara al confinamiento de las facies, con la desaparición progresiva de las trazas de

ROCACORBA



actividad animal (*burrows*), la preservación de restos orgánicos transportados (restos vegetales, peces, insectos etc.), y la presencia de materia orgánica (Busquets, 1981). Este confinamiento de facies culminó con la sedimentación de evaporitas de cuenca (Fm. Beuda).

Las facies evaporíticas de la Fm. Beuda corresponden a facies de cuenca. Afloran en ambos flancos del sinclinatorio de Ripoll así como en el alto Ampurdán, en la unidad del Cadí. Al sur de esta unidad estructural los afloramientos son escasos habiéndose reconocido en numerosos sondeos. La extensión y geometría de esta unidad es bien conocida gracias a las investigaciones realizadas por la industria petrolera (Martínez *et al.*, 1989). Estas facies, hacia el sur (sondeos de Campmajor-1, Gerona-1 y 2, Joanetas-1 y Ridaura-1) se disponen sobre facies de plataforma carbonática parcialmente dolomitizadas (Fm. Penya).

Litológicamente Fm. Beuda está formada por yeso secundario y anhidrita con sal en algunos sondeos. En superficie (Ortí y Rosell, 1990) presenta una secuencia formada por facies laminadas de cuenca en su parte inferior, facies nodulosas en su tercio superior y facies pseudomórficas de cristales prismático-tabulares de yeso, preservados como yeso alabastrino secundario, en su parte superior. Según estos autores correspondería a una secuencia de somerización con una eventual emersión puntual del techo de la formación. Por este motivo, podemos establecer que en esta segunda cuña clástica reconocemos dos secuencias somerizantes sucesivas. La primera de ellas está formada por los materiales de las Fm. Vallfogona y Beuda. La segunda por los materiales que se describen a continuación.

Sobre las facies evaporíticas de cuenca se reanuda la sedimentación de materiales detríticos de procedencia septentrional. Las facies iniciales corresponden a las margas de la Fm. Banyoles. En los afloramientos del Ampurdán que corresponden a la parte septentrional y oriental de la cuenca, la parte inferior de esta unidad presenta facies laminadas y azoicas con horizontes ferruginosos y algún nivel de yesos que son indicativos de una cierta hipersalinidad en el fondo de la cuenca. Estas facies evolucionan hacia techo a facies bioturbadas con horizontes bioclásticos, que son dominantes en el sector occidental de la unidad del Cadí, así como en los afloramientos meridionales, donde se disponen en *onlap* sobre la Fm. Tavertet y reciben el nombre de Mb. Coll de Malla (Clavell *et al.*, 1970).

Figura 3.- Correlación estratigráfica de las unidades del Luteciense al Bartonense inferior entre Banyoles y Vic.

Figure 3.- Lutetian - Lower Bartonian stratigraphic log correlation between Banyoles and Vic.

Las margas de Banyoles, en tránsito gradual pero rápido, evolucionan a facies heterolíticas grises que marcan la transición a las facies aluviales rojas de la formación Bellmunt (Fig. 3). Estos materiales heterolíticos corresponden a la Fm. Barcons aunque algunos autores utilizan el término de Fm. Coubet para referirse a ellos en los afloramientos del sinclinatorio de Ripoll. Las facies de estos materiales varían extraordinariamente de norte a sur. En los afloramientos más septentrionales esta transición está marcada por la presencia de abundantes *slumps* y turbiditas en la base mientras que el resto de la sección muestra características de ambientes someros y de transición, con fauna abundante. En los afloramientos más meridionales esta transición se realiza siempre en facies muy someras y algo restringidas.

El tránsito a las facies aluviales rojas de la formación Bellmunt es transicional aunque también muy rápido. En los afloramientos más septentrionales predominan desde la base los materiales groseros (areniscas y conglomerados) mientras que en los afloramientos del anticlinal de Bellmunt son muy abundantes las facies lutíticas.

La presencia de la unidad evaporítica de cuenca (Fm. Beuda), entre las turbiditas de la Fm. Vallfogona y las margas de la Fm. Banyoles, unido a su significado sedimentológico de somerización con probable emersión, permite delimitar dos subcuñas terrígenas (B_1 y B_2) tal y como se indica en la figura 4.

Etapa Bartonense - Priabonense inferior.

El tránsito Luteciense-Bartonense, mal caracterizado en esta cuenca, se corresponde aproximadamente con un cambio muy importante en las condiciones de relleno de la misma. Este cambio se manifiesta esencialmente en el margen catalánide que pasa a ser fuente de numerosos sistemas aluviales y deltaicos cuya estructura interna se corresponde de forma casi simétrica con la de los procedentes del margen pirenaico (Fig. 2). Al mismo tiempo se produce una modificación importante en la morfología de la cuenca condicionada por la aparición de este nuevo margen activo, que la transforma en una cuenca triangular con tres márgenes: pirenaico, catalánide e ibérico.

Del margen ibérico se carece prácticamente de información al no aflorar, fosilizado por el Terciario continental de la Cuenca del Ebro, aunque por los datos del sondeo Guisona-1, en el que las facies de este margen son esencialmente carbonáticas, podemos suponer que se trata de un margen distal con sedimentación carbonática. Por este motivo, la descripción estratigráfica, al igual que el análisis secuencial

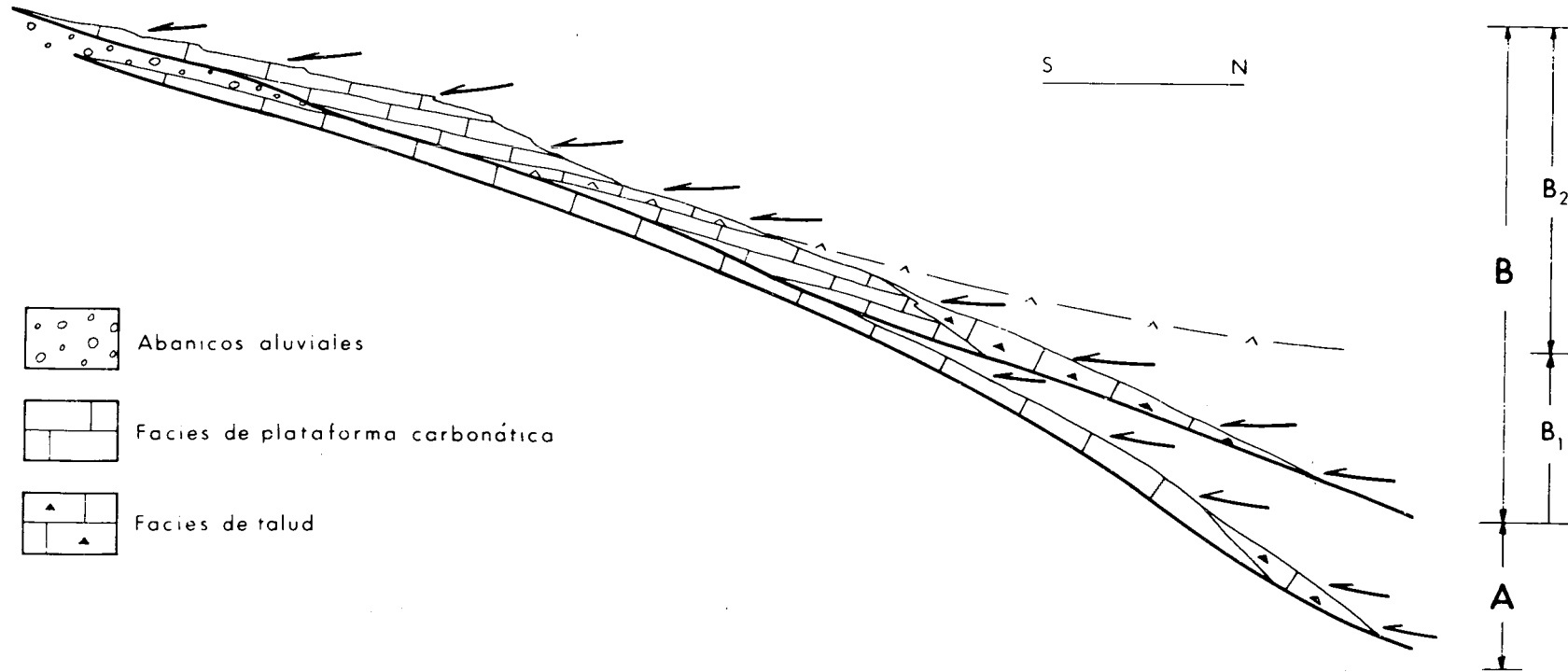


Figura 4.- Esquema estratigráfico sintético de los sistemas deposicionales del Ilerdiense, Cuiensiense y Luteciense del margen distal. Las flechas indican las superficies de *onlap* de las facies del margen activo. En trazo grueso se indican las superficies transgresivas.

Figure 4.- Stratigraphic framework of the Ypresian-Lutetian foreland margin depositional systems. Arrows show the onlap surface of the siliciclastic active margin facies. Bold line shows the transgressive surfaces.

posterior, se basará exclusivamente en la comparación de los sistemas deposicionales procedentes de los márgenes pirenaico y catalánide. Debido a la simetría existente entre los sistemas deposicionales de ambos márgenes, contrariamente a lo que ocurre para los de la etapa Ilerdiense - Luteciense, se ha separado la descripción de estos sistemas previamente al capítulo de análisis secuencial.

Los materiales basales de esta secuencia pertenecen aún, casi con toda probabilidad, al Luteciense superior y a esta edad se han atribuido frecuentemente. En los afloramientos más septentrionales se disponen transgresivamente sobre los materiales de la cuña clástica Luteciense, de tal forma que provocan un retroceso hacia el margen pirenaico de los sistemas aluviales (Fm. Rupit y Codol Dret en Fig. 3). En el margen catalánide, la situación es parecida sobre facies de abanicos aluviales preexistentes (Fm. Pontils) o sobre abanicos aluviales cuya actividad se inicia en esta etapa. Esta situación transgresiva evoluciona hacia la formación de un gran estuario al este de Vic, cuyo relleno lo constituyen barras mareales amalgamadas (Fm. Folgueroles) y al desarrollo de un sistema transgresivo de islas barrera en el margen catalánide, documentado en la región de Igualada (Teixell y Serra-Kiel, 1988).

Un primer máximo transgresivo produjo el hundimiento y la fosilización de estas facies a las que se superponen en ambos márgenes abanicos aluviales con geometría transgresiva (retrogradacional). Estas facies transgresivas poseen una organización interna en secuencias menores que en Collbàs (Igualada) y en Sant Miquel del Fai asocian a facies terrígenas con arrecifes coralinos.

Un segundo máximo transgresivo separa a estas facies de los sistemas deltaicos progradantes. En la Plana de Vic se reconocen dos sistemas progradantes superpuestos procedentes de ambos márgenes: Orís y Sant Martí Xic en el margen pirenaico y Sant Martí de Centelles y Puigsagordi en el margen Catalánide (Fig. 2). En ambos casos estos sistemas progradacionales se componen de secuencias de orden inferior que asocian a facies deltaicas y arrecifales y que han sido descritas e interpretadas profusamente (Kromm, 1969; Vilaplana, 1977; Santiesteban y Taberner, 1978, 1988; Barnolas *et al.*, 1981, 1987; Travé y Marzo, 1989; López-Blanco y Marzo, 1991, 1992).

Sobre las facies del último sistema progradacional (Sant Martí Xic - Puigsagordi) se encuentran niveles de yesos asociados a otros tipos de facies restringidas tanto terrígenas como carbonáticas, que representan a los equivalentes laterales de la Fm. Salina de Cardona. Esta unidad corresponde al último estadio de sedimentación marina en la cuenca surpirenaica que evolucionó posteriormente a una cuenca de carácter endorréico.

ANÁLISIS SECUENCIAL

Tal y como ha sido expuesto en el apartado anterior, el relleno sedimentario de la cuenca surpirenaica oriental permite diferenciar dos etapas en función, de la tipología y geometría relativa de los sistemas deposicionales del margen distal y/o catalánide y del margen orogénico, respectivamente.

En la etapa Ilerdiense - Luteciense, los sistemas deposicionales del margen distal son carbonáticos y se disponen según la geometría de un margen retrogradacional escalonado («*stepped onlap margin*» de James y Mountjoy, 1983). Por el contrario, los sistemas deposicionales del margen activo son siliciclásticos y se disponen según una geometría de cuñas progradantes sucesivas. Las discontinuidades mayores separan, en el margen distal, a las sucesivas plataformas carbonáticas mientras que, en el margen activo separan a las cuñas progradacionales.

En la etapa Bartonense - Priabonense el margen catalánide y el margen pirenaico se comportan como márgenes tectónicamente activos. El margen catalánide actuó como un margen transpresivo (Anadon *et al.*, 1985). Un tercer margen según la dirección ibérica, tectónicamente pasivo y con sedimentación carbonática puede deducirse de los escasos datos de subsuelo existentes. Analizando la geometría de los sistemas deposicionales procedentes de los márgenes activos (pirenaico y catalánide), los únicos de los que conocemos su registro sedimentario con suficiente detalle, se observa un manifiesto paralelismo entre los mismos. En resumen se reconocen cuatro «*systems tract*» en el sentido de Brown y Fisher (1977), con sistemas deposicionales simétricos superpuestos. En los dos «*systems tract*» inferiores los sistemas deposicionales tienen geometría retrogradacional, mientras que en los dos superiores tienen geometría progradacional.

En la etapa Ilerdiense - Luteciense, tres plataformas carbonáticas del margen distal, de edades Ilerdiense, Cuisiense y Luteciense respectivamente, se corresponden con tres cuñas clásticas del margen activo. Las discontinuidades que separan en ambos márgenes a los sistemas deposicionales entre sí y las relaciones geométricas existentes entre las plataformas carbonáticas y los sistemas siliciclásticos, nos permiten delimitar a tres secuencias deposicionales que hemos indicado en la figura 4 como A, B₁ y B₂.

La primera secuencia deposicional (Unidad A) se corresponde con las secuencias deposicionales Cadí y Coronas de Puigdefábregas *et al.*, (1986). La base de la secuencia corresponde a la superficie transgresiva del Ilerdiense marino sobre el Paleoceno continental (Fm. Mediona). Se trata por lo tanto, de una superficie heterócrona progresivamente más moder-

na hacia el antepaís. En el margen activo, cuyas facies se hallan muy erosionadas al haber sido incorporadas al orógeno en etapas posteriores, se observa una única secuencia de facies somerizante, desde las facies más profundas y distales, situadas en la base de la cuña clástica, a las facies continentales del techo. En el margen distal, se observa una disposición de facies claramente retrogradacional. Las facies carbonáticas corresponden a facies de rampa con predominio de los componentes esqueléticos en las facies más internas (facies de calizas con alveolinas) y de margocalizas nodulosas con operculinas y equínidos irregulares en las facies más externas. Las facies bioconstruidas son muy escasas, poco desarrolladas, y están asociadas a las superficies transgresivas del techo de las secuencias.

Las facies internas se disponen progresivamente en una posición más meridional, en dirección hacia el antepaís, desde el Ilerdiense inferior al Ilerdiense medio y superior. Al mismo tiempo, las facies situadas en una posición más septentrional, se encuentran separadas de las facies distales procedentes del margen activo, que las recubren en *onlap*, por una superficie de discontinuidad producida por el hundimiento de la plataforma carbonática («*drowning unconformity*»). Secuencias de orden inferior, con espesores situados entre los 5 y 20 m, reproducen a menor escala esta geometría y, por lo tanto, el mismo proceso. De esta forma, la discontinuidad de hundimiento («*drowning unconformity*») de la plataforma carbonática es el resultado de la amalgamación de estas superficies menores y, consecuentemente, corresponde a una superficie heterócrona.

El resultado de este proceso es la coexistencia en el tiempo de dos sistemas deposicionales con diferente geometría. En el margen distal, tectónicamente pasivo, un sistema carbonático retrogradacional (transgresivo) caracterizado por el progresivo desplazamiento hacia el antepaís (transgresión) de las facies más internas y, por el progresivo hundimiento de la parte más distal de la plataforma. Por el contrario, en el margen tectónicamente activo se observa la progradación de un sistema deposicional siliciclástico (regresión) cuyas facies más distales se disponen en *onlap* sobre las facies hundidas del margen carbonático. La superficie de *onlap* corresponde a la «*drowning unconformity*» de la plataforma carbonática, en el sentido de Schlager (1989), así como a la «*basal unconformity*» de la cuña clástica del margen activo sobre el margen distal en el sentido de Bally (1989). Corresponde a una superficie de discontinuidad interna entre los sistemas deposicionales de uno y otro margen y, en ningún caso, debe ser confundida con un límite entre secuencias deposicionales.

La segunda secuencia deposicional (unidad B₁, Fig. 4) corresponde a las secuencias deposicionales

de Armancies, Campdevàdol y Beuda de Puigdefàbregas *et al.* (1986). La base de la unidad representa una modificación paleogeográfica importante a nivel de cuenca que consiste en una reducción significativa del área de sedimentación. Esta reducción se produce por el desplazamiento, en dirección al orógeno, del margen distal, unido a la formación de un surco sedimentario relativamente profundo que condiciona la sedimentación de facies típicas de talud.

Las facies carbonáticas del margen distal presentan una macrosecuencia profundizante desde facies internas a facies de talud. Los materiales del talud (Fm. Armancies) presentan una asociación de facies de rampa distal, formadas por margocalizas nodulosas, y facies resedimentadas, formadas por megacapas de brechas y bioclastos (*carbonate debris sheets*) por lo que corresponden a un «*carbonate apron*» en el sentido de Mullins y Cook (1986). Estas facies son recubiertas en *onlap* por las turbiditas siliciclásticas de procedencia septentrional, cuya secuencia vertical, que culmina con la aparición de facies de *apron* siliciclásticos procedentes del norte, indica la progradación del margen orogénico.

Se reproduce, por lo tanto, un esquema similar al de la secuencia deposicional anterior, con un sistema deposicional carbonático retrogradacional en el margen distal coexistiendo con un sistema progradacional siliciclástico en el margen activo. Esta secuencia finaliza con la restricción de la cuenca sedimentaria que conduce a la sedimentación de evaporitas de cuenca. Las facies evaporíticas muestran una secuencia de facies que indica una disminución de la lámina de agua con posible emersión, que conllevó la dolomitización parcial de las facies del margen distal. Esta restricción de facies, que no se observa en la cuenca de Jaca, unida a la distinta provincialización faunística entre la cuenca surpirenaica oriental y la cuenca de Jaca en la secuencia deposicional siguiente (Via, 1966; Serra-Kiel, 1984), hace pensar que el emplazamiento de la unidad surpirenaica central aisló a ambas subcuencas en esta época (Via, 1966).

La tercera secuencia deposicional (unidad B₂, Fig. 4) corresponde a la secuencia deposicional de Bellmunt de Puigdefàbregas *et al.* (1986). La base de la unidad se corresponde con una superficie transgresiva que representa una clara profundización en las condiciones de sedimentación y la reinstalación de la sedimentación carbonática en el margen distal, en una posición más hacia el antepaís, así como de la sedimentación de facies terrígenas en el margen activo.

Las características de las facies carbonáticas del margen distal coinciden con las descritas para las

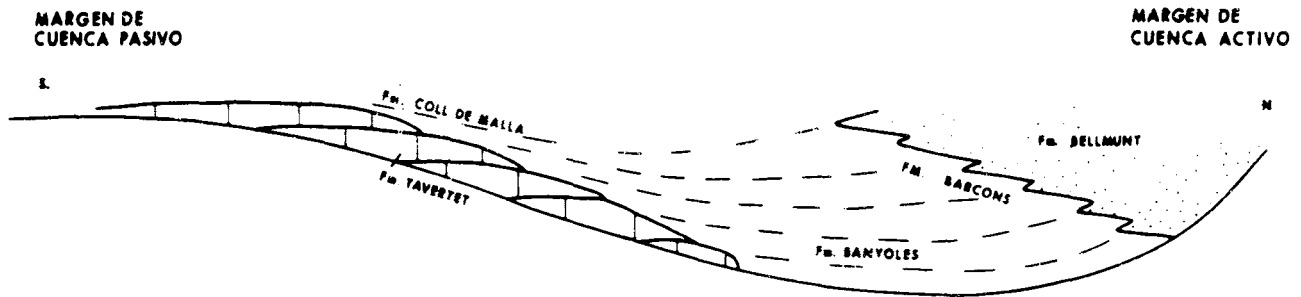


Figura 5.- Esquema sintético del relleno sedimentario de la cuenca surpirenaica oriental en las secuencias deposicionales de la etapa Ilerdiense-Luteciense. Modelo basado en la secuencia de Bellmunt según Barnolas (1984).

Figure 5.- Syntetic diagram showing the assymetrical basin fill in the Ypresian-Lutetian Depositional Sequences. Based in Lutetian (Bellmunt) sequence after Barnolas (1984).

unidades secuenciales anteriores es decir, secuencia general retrogradacional formada por el apilamiento de secuencias somerizantes menores de facies de rampa carbonática. Las facies del margen orogénico presentan una clara sucesión progradacional de un sistema coalescente de abanicos deltaicos formados por la evolución vertical de facies desde margas azules marinas en la base (Fm. Banyoles), a facies de talud y frente deltaico (Fm. Bracons) y, por último, facies de llanura deltaica y de abanicos aluviales (Fm. Bellmunt). La progradación de la línea de costa del margen pirenaico hacia el antepaís puede estimarse en unos 25 Km aproximadamente de acuerdo con la restitución del corte del Freser-Ter establecida en Muñoz *et al.*, (1986) y en Puigdefàbregas *et al.* (1986).

En resumen, para la etapa Ilerdiense-Luteciense se reconocen tres secuencias deposicionales separadas por discontinuidades que representan una profundización del surco sedimentario y una modificación significativa de la paleogeografía de la cuenca. Para mantener la terminología de Puigdefàbregas *et al.* (1986), llamaremos a estas unidades como secuencia Cadí, CampdevànoI y Bellmunt respectivamente. El relleno sedimentario en cada secuencia deposicional, a pesar de las diferencias de facies y/o medios sedimentarios, presenta las mismas características, es decir, un margen distal carbonático retrogradacional (transgresivo) coexistiendo con un margen activo con sedimentación siliciclástica progradacional (regresiva) (Fig. 5).

La sedimentación en la etapa Bartonense-Priabonense presenta, en los márgenes pirenaico y catalá-

nide características comparables. Los «*systems tract*» reconocidos no representan modificaciones en la paleogeografía de la cuenca que indiquen desplazamientos significativos en la posición de los sistemas deposicionales ni están separados por discontinuidades mayores. Por este motivo interpretamos al registro sedimentario de esta etapa como perteneciente a una única secuencia deposicional, equivalente a la secuencia Milany de Puigdefàbregas *et al.* (1986).

Entre estas secuencias deposicionales y las secuencias fundamentales (parasecuencias) reconocidas en las secciones estratigráficas existen secuencias intermedias («*systems tract*»), similares a las descritas en la etapa Bartonense-Priabonense inferior (secuencia Milany), en las demás unidades secuenciales establecidas.

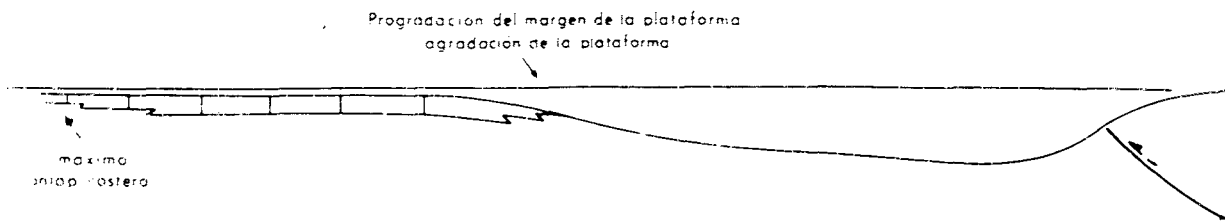
CONCLUSIONES

En el registro sedimentario de la cuenca surpirenaica oriental se reconocen dos etapas.

En la primera etapa, representada por los sedimentos de edad Ilerdiense a Luteciense, se reconocen dos márgenes sedimentarios. Un margen distal con sedimentación carbonática y un margen activo con sedimentación siliciclástica.

El margen distal puede describirse como un «*stepped onlap margin*». Se reconocen tres plataformas carbonáticas superpuestas que presentan características geométricas y de distribución de facies que permite describirlas como rampas carbonáticas. La distribución vertical de facies, en cada una de estas rampas, permite interpretarlas como sistemas retrogradacio-

① RELATIVA CALMA TECTÓNICA: SOMERIZACIÓN DE LA CUENCA



② MÁXIMA ACTIVIDAD TECTÓNICA: FLEXIÓN Y HUNDIMIENTO DEL MARGEN DISTAL, PROFUNDIZACIÓN DE LA CUENCA Y MIGRACION DEL DEPOCENTRO HACIA EL ANTEPAÍS

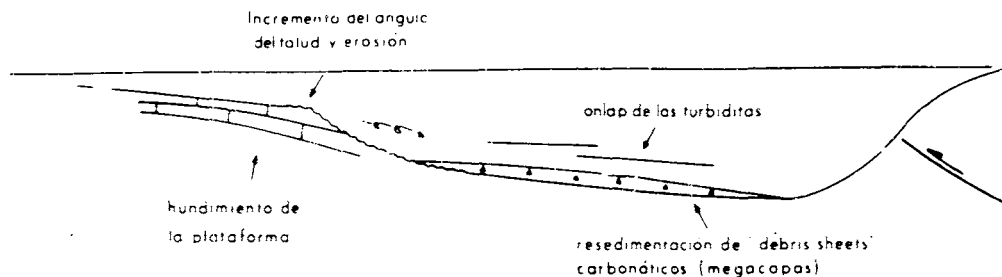


Figura 6.- Modelo geodinámico para interpretar los procesos de agradación y hundimiento/destrucción de la plataforma carbonática del margen distal para la cuenca de Jaca (Barnolas y Teixell, 1992).

Figure 6.- Geodynamic model proposed by Barnolas and Teixell (1992) to explain the successive agradational and drowning/destructional phases in the distal carbonate margin of the Jaca foreland basin.

nales (transgresivos). Esta retrogradación de facies se produce asimismo, de forma escalonada como se deduce de las secuencias fundamentales. El proceso de progradación y hundimiento de la plataforma carbonática es similar al descrito para la cuenca de Jaca (Barnolas y Teixell, 1992) (Fig. 6). La desestabilización del talud que produce este proceso es la responsable de la generación de las megacapas de brechas que se encuentran interestratificadas en las facies de talud (Fm. Armàncies) y en las facies de cuenca (Fm. Vallfogona).

El margen activo se caracteriza por la progradación de sistemas siliciclásticos hasta situarse en *onlap* sobre las facies de plataforma carbonática del margen distal.

En esta etapa se reconocen tres secuencias deposicionales. Cada secuencia comienza por la rápida transgresión y formación del surco sedimentario (subsistencia brusca) seguida por el subsiguiente re-

lleno del mismo. Las características fundamentales de este relleno sedimentario son (Fig. 5):

- la coexistencia de un sistema retrogradacional en el margen distal con un sistema progradacional en el margen activo, lo que indica el progresivo desplazamiento hacia el antepaís de la cuenca sedimentaria;

- la secuencia somerizante general que presenta el relleno de cada una de estas secuencias, desde las facies más profundas y de mayor energía en la base, a las facies más someras y de menor energía, incluyendo, en algunos casos facies evaporíticas de cuenca a techo.

Cada una de estas secuencias deposicionales representa una etapa distinta y sucesiva en la formación de surco sedimentario y relleno del mismo, cada vez más desplazado hacia el antepaís. El origen de estas secuencias así como el control en la distribución y tipología de los sistemas deposicionales hay que

atribuirla a los procesos orogénicos que generan el surco sedimentario. Estos procesos, básicamente el engrosamiento cortical producido en la zona axial por el acortamiento tectónico, condicionan la evolución de la cuenca y el comportamiento de cada margen de la misma. El emplazamiento de las láminas cabalgantes más superficiales (Unidad Surpirenaica Central) tuvo su importancia en el aislamiento y somerización de la cuenca surpirenaica oriental que se produjo en el tránsito entre las secuencias Campdevàrol y Bellmunt.

En la segunda etapa (Bartoniense - Priaboniense inferior) se reconocen tres márgenes sedimentarios en la cuenca surpirenaica oriental. Tanto el margen catalánide como el margen pirenaico se comportaron como márgenes tectónicamente activos, mientras que un tercer margen, de dirección ibérica y características sedimentarias de margen distal puede ser interpretado a pesar de los pocos datos disponibles. En esta etapa se reconoce una secuencia deposicional (Secuencia Milany) cuyo relleno sedimentario lo constituyen la superposición de cuatro «*systems tract*», los dos inferiores con sistemas deposicionales siliciclásticos retrogradacionales tanto en el margen pirenaico como en el catalánide, y los dos superiores con sistemas progradacionales en ambos márgenes.

AGRADECIMIENTOS

Los datos suministrados en este trabajo han sido obtenidos en las campañas de campo realizadas para la cartografía MAGNA de las hojas que cubren esta cuenca y realizadas por el ITGE en colaboración con el Servei Geològic de Catalunya.

La información biostratigráfica sobre las formaciones del Ilerdense y Cuisiense procede de un informe elaborado por J. M.^a Samsó y J. Tosquella para la Síntesis Geológica de Pirineo (BRGM - ITGE).

Se agradece la colaboración de dos revisores anónimos.

BIBLIOGRAFÍA

- ALMELA, A. y RIOS, J.M.^a, 1943: Contribución al conocimiento de la zona sub-pirenaica catalana. 2ª parte: Las edades de los yesos del Eoceno catalán y algunas observaciones sobre la estratigrafía del mismo. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, LVI, : 391-452.
- ANADON, P., CABRERA, L., GUIMERA, J. y SANTANACH, P., 1985: Paleogene Strike-Slip Deformation and Sedimentation along the Southeastern Margin of the Ebro Basin, In K.T. Biddle and N.Christie-Blick eds., *Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*, SEPM Spec. Publ., 37, : 303-318.
- BALLY, A.W., 1989: Phanerozoic basins of North America, In, Bally, A.W. and Palmer, A.R. eds., *The Geology of North America - An overview*, *Geol. Soc. of America*, : 397-446.
- BARNOLAS, A., 1984: *Paleógeno*, in IGME: Memoria de la Hoja Geológica nº 35 (Barcelona), del Mapa Geológico de España E. 1/200.000, Servicio Publicaciones del Ministerio de Industria, : 26-42.
- BARNOLAS, A., BUSQUETS, P. y SERRA-KIEL, J., 1981: Características sedimentológicas de la terminación del ciclo marino del Eoceno superior en el sector oriental de la depresión del Ebro. *Acta Geol. Hisp.*, 16, 4, : 215-221.
- BARNOLAS, A., SAMSO, J.M.^a, SERRA-KIEL, J., y TOSQUELLA, J., 1987: Estructura interna del sistema deposicional de Sant Martí Xic, *Geogaceta*, 5, : 69-71.
- BARNOLAS, A. y TEIXELL, A., 1992: La cuenca surpirenaica de Jaca como ejemplo de cuenca de antepaís marina profunda con sedimentación carbonática en el margen distal, *III Congreso Geol. de España - VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Simposios*, 2, : 39-47.
- BARNOLAS, A., TEIXELL, A., SAMSO, J.M.^a y ZAMORANO, M., 1992: Estructura y evolución sedimentaria del sector central de la cuenca surpirenaica. *III Congreso Geológico de España, VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Guía de las excursiones*. : 74-114.
- BETZLER, C., 1989: A carbonate complex in an active foreland basin. The Paleogene of the Sierra de Port del Compte and the Sierra del Cadí (southern Pyrenees). *Geodinamica Acta*, 3 (2), : 207-220.
- BROWN, L.F. y FISCHER, W.L., 1977: Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: Examples from Brazilian rift and pull apart basins, In Clayton, C.E., ed., *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration: A.A.P.G. Memoir*, 26, : 213-248.
- BUSQUETS, P., 1981: *Estratigrafia i sedimentologia del Terciari pre-Pireneic entre els rius Llobregat i Freser-Ter*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 341 p. (inédita).
- CAUS, E., 1975: Bioestratigrafía del Eoceno medio y superior del Prepirineo catalán (y la zona de tránsito entre estas unidades y la cordillera Prelitoral Catalana). *Rev. Española de Micropaleontología*, 7 (2), : 297-316.
- CLAVELL, E., DEFALQUE, G. y REGUANT, S., 1970: La situación estratigráfica de las Margas de Banyoles, Almela y Ríos, 1945. *Acta Geol. Hispánica*, 5, : 94-96.
- COLOM, G. 1951: Micropaleontología aplicada. Estudio del sondeo profundo de Oliana. *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, 63, : 167-218.
- COLOM, G. 1971: Micropaleontología de las series eocénicas de Santa Coloma de Queralt (Tarragona). *Mem. R. Acad. Ciencias y Artes de Barcelona*, XLI, 4, : 73-135.
- COLOMBO, 1980: *Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior continental de los Catalánides*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 609 p. (inédita).
- COSTA, J.M., 1989: *Turbidites de Ripoll. Relació amb llurs plataformes*. Tesis doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona, 154 p.
- ESTEVEZ, A., 1970: La estructura de la Garrotxa (Gerona) en el sector comprendido entre Coma Negra y St. Joan Les Fonts. Relaciones entre zócalo y cobertera. *Cuad. de Geología, Univ. de Granada*, 1-2, : 123-133.
- ESTEVEZ, A., 1973: *La vertiente meridional del Pirineo catalán al norte del curso medio del río Fluvià*. Tesis doctorales de la Universidad de Granada, 44, 520 p.
- FERRER, J., 1967: Le Paléocène et l'Eocène des Cordillères côtières de la Catalogne (Espagne). *Eclogae geol. Helvetica*, 60 (2), : 567-576.
- FERRER, J., 1971: El Paleoceno y Eoceno del borde sur-oriental de la Depresión del Ebro. *Mémoires suisses de Paléontologie*, 90, : 1-70.

- FERRER, J., ROSELL, J. y REGUANT, S., 1968: Síntesis litoestratigráfica del Paleógeno del borde oriental de la depresión del Ebro. *Acta Geológica Hispánica*, 3 (1), : 2-4.
- FISHER, W.L. y McGOWEN, J.H., 1967: Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Gulf Coast Association of Geological Societies, Transactions*, 17, : 213-248
- FONNESU, F., 1984: *Estratigrafía física y análisis de facies de la secuencia de Fígols, entre el río Noguera Pallaresa e Iscles (prov. de Lérida y Huesca)*. Tesis doctoral, Univ. Autònoma de Barcelona, 317 p.
- GICH, M., 1969: Las Unidades litoestratigráficas del Eoceno prepirenaico del Ripollés Oriental (Prov. de Gerona y Barcelona). *Acta Geológica Hispánica*, 4 (1), : 5-8.
- GICH, M., 1972: *Estudio geológico del Eoceno Prepirenaico del Ripollés Oriental*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona: (inédita).
- GICH, M., 1973: Estudio geológico del Eoceno prepirenaico del Ripollés oriental. *Acta Geológica Hispánica*, 8 (4), : 120-124.
- GICH, M., ROSELL, J.; REGUANT, S. y CLAVELL, E., 1967: Estratigrafía del Paleógeno de la zona de tránsito entre la cordillera prelitoral catalana y el Prepirineo. *Acta Geológica Hispánica*, 2 (1), : 13-18.
- GIMENEZ, J., 1989: *Els materials deltaics i de plataforma del Cuisià Inferior (Eocè Inferior) de la Conca Sudpirinenca Catalana. Sector Bagà-Pobla de Lillet*. Tesis de Licenciatura. Univ. Barcelona.
- HOTTINGER, L., 1960: Recherches sur les Alvéolines paléocènes et éocènes. *Mém. suisses de Pal.*, 75/76, : 1-243.
- JAMES, N.P. y MOUNTJOY, E.W., 1983: Shelf-slope break in fossil carbonate platforms, In Stanley, D.J., and Moore, G.T., eds., *The shelfbreak: critical interface on continental margins*. S.E.P.M. Spec. Publ. 33, p. 189-206.
- KROMM, F., 1967: Le flysch de Vallfogona et son contexte paléogéographique. *Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux*, 104, B (2), 17 p., 4 pl.
- KROMM, F., 1968: Stratigraphie comparée des formations éocènes du revers sud des Pyrénées et de la Cordillère pré-littorale catalane. *Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux*, 105, B (2), 10 p., 2 pl.
- KROMM, F., 1969: *Essais sur la géologie dynamique de la Catalogne orientale durant l'Eocène (provinces de Gérone, Barcelone, Tarragone - Espagne)*. Thèse, Fac. sciences de l'université de Bordeaux, IV tomes, 615 p.
- LABAUME, P., MUTTI, E., SEGURET, M., y ROSELL, J., 1983: Mégaturbidites carbonatées du bassin turbiditique de l'Eocène inférieur et moyen sud-pyrénéen: *Bulletin Société géologique de France*, (6), 25, p. 927-941.
- LOPEZ-BLANCO, M. y MARZO, M., 1991: Estratigrafía secuencial del complejo de abanico costero de Sant Llorenç del Munt (Cuenca del Ebro NW, España) *I congreso del Grupo Español del Terciario, Libro de resúmenes*, : 182-185.
- LOPEZ-BLANCO, M. y MARZO, M., 1992: Secuencias deposicionales de tercer y cuarto orden en los abanicos costeros de Sant Llorenç del Munt y Montserrat (Eoceno, Cuenca de antepaís surpirenaica, NE de España), *III Congreso Geol. de España - VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Simposios*, 2, : 123-129.
- MARTINEZ, A., VERGES, J., CLAVELL, E. y KENNEDY, J., 1989: Stratigraphic framework of the thrust geometry and structural inversion in the southeastern Pyrenees: La Garrotxa area. *Geodinamica Acta*, 3 (3), : 185-194.
- MITCHUM, R.M., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 1: Glossary of terms used in seismic stratigraphy, in C.E. Payton, ed., *Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration: AAPG Memoir* 26, : 205-212
- MULLINS, H.T. y COOK, H.E., 1986: Carbonate apron models: alternative to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration, *Sedimentary Geology*, v. 48, p. 37-79.
- MUÑOZ, J.A., MARTINEZ, A. y VERGES, J., 1986: Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 8 (3/4), : 399-405.
- MUTTI, E., SEGURET, M. y SGAVETTI, M., 1988: *Sedimentation and Deformation in the Tertiary Sequences of the Southern Pyrenees*, Field Trip 7, AAPG Mediterranean Basins Conference, 169 p.
- ORI, G.G. y FRIEND, P.F., 1984: Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, 12, : 475-478.
- ORTI, F. y ROSELL, L., 1990: La sedimentación evaporítica del Luteciense marino en la Cuenca Surpirenaica Catalana. In: F. Orti y J.M. Salvany eds.: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante*. E.N.R.E.S.A., : 81-88.
- PALLI, L., 1972: *Estratigrafía del Paleógeno del Empordà y zonas limítrofes*. Publicaciones de Geología, Universidad Autònoma de Barcelona, 338 p.
- PUIGDEFABREGAS, C., MUÑOZ, J.A. y MARZO, M., 1986: Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. In Allen, Ph. A. and Homewood, P. eds., *Foreland Basins. IAS Spec. Publ.*, 8, : 229-246.
- PUIGDEFABREGAS, C., MUÑOZ, J.A. y VERGES, J., 1992: Thrusting and foreland basin evolution in the Southern Pyrenees. In K. R. McClay ed., *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, 247-254.
- PUIGDEFABREGAS, C., SAMSO, J.M., SERRA-KIEL, J. Y TOSQUELLA, J., 1985: Facies analysis and faunal assemblages of the Roda sandstone Formation, Eocene of the Southern Pyrenees. *6th European regional meeting, I.A.S., Abstracts*, : 639-642.
- PUIGDEFABREGAS, C. y SOUQUET, P., 1986: Tectono-Sedimentary Cycles and Depositional Sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, : 173-203.
- PUJADAS, J., CASAS, J.M., MUÑOZ, J.A. y SABAT, F., 1989: Thrust tectonics and paleogene syntectonic sedimentation in the Empordà area, southeastern Pyrenees. *Geodinamica Acta*, 3 (3), : 195-206.
- REGUANT, S., 1967: El Eoceno marino de Vic (Barcelona). *Memorias del I.G.M.E.*, 67, 330 p.
- RIBA, O., 1975: Geotermismo de la zona volcánica de Olot. Nota preliminar sobre posibilidades geotérmicas. *Bol. Geol. y Min.*, 86, 1, : 45-62.
- RIOS, J.M., ALMELA, A. y GARRIDO, J., 1943: Contribución al conocimiento de la zona subpirenaica catalana. Iª parte: Observaciones geológicas sobre el borde sur de los Pirineos orientales. *Bol. Geol. y Min. de España*, 56, : 337-389.
- ROSELL, J., FERRER, J. y LUTERBACHER, H., 1973: El Paleógeno marino del N.E. de España. *XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología, E.N.A.D.I.M.S.A.*, : 29-62.
- RUIZ DE GAONA, M. y COLOM, G., 1950: Estudio de las sinencias de los foraminíferos eocénicos en la vertiente meridional del Pirineo (Cataluña-Vizcaya), *Est. Geol.*, 6, 12, : 293-434.

- RUMPF, D. y DE BOER, P.L., 1985: A canyon-like marl filled depression in the Eocene Perarrua fan-delta complex, S. Pyrenees, Spain. *6th European regional meeting, IAS, Abstracts*, : 661-663.
- SAMSO, J.M., 1989: *Estudio estratigráfico, bioestratigráfico y sedimentológico del Ilerdiense de la Cuenca Surpirenaica al Este de la falla del Segre*. Informe para Síntesis Pirineo. ITGE (inédito).
- SANTIESTEBAN, C. y TABERNER, C., 1978: Barras de marea como control a la formación de arrecifes en el Eoceno medio y superior en el sector de San Felú de Codines-Centelles. *Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona*, 32 (1977), : 203-214.
- SANTIESTEBAN C. y TABERNER, C., 1988: Sedimentary models of siliciclastic deposits and coral reefs interrelation. In: Doyle, L.J. and Roberts, H.H. eds., *Carbonate-Clastic transitions. Developments in sedimentology*, 42, : 35-76.
- SCHLAGER, W., 1989: Drowning unconformities on carbonate platforms. In Crevello, P.D., Wilson, J.L., and Read, J.F., eds., *Controls on carbonate platform and basin development: S.E.P.M. Spec. Publ.* 44, p. 15-25.
- SEGURET, M., 1972: *Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité*. Thèse Doct., Publ. USTELA. Série Géol. struct. 2, Montpellier, 155 p.
- SERRA-KIEL, J., 1984: Estudi dels *Nummulites* del grup de *N. perforatus* (Montfort) (Conques aquitana, catalana i balear). *Treballs de la Institució Catalana d'Història Natural*, 11, 244 p.
- SOLE-SUGRAÑES, L., 1970: *Estudio del Prepireneo entre los ríos Segre y Llobregat*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 495 p. (inédita).
- SOLE-SUGRAÑES, L., GICH, M.; MASCAREÑAS, P. y OROMI, R., 1971: Estudio del Eoceno inferior y medio del borde sur del Pirineo oriental. *I Congreso Hispano Luso Americano de Geología Económica*, 1 (1), : 215-224.
- TABERNER, C. 1987: *Ambientes sedimentarios en el borde SE de la cuenca eocena catalana*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona (inédita).
- TAMBAREAU, Y., VILLATTE, J. y CROCHET, B., 1987: Mise en évidence d'un rivage méridional du golfe marin ilderdien au Nord des Pyrénées centrales et orientales. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t.304, sér. II, n° 13, : 725-728.
- TEIXELL, A., 1990: Alpine thrusts at the western termination of the Pyrenean Axial Zone. *Bull. Soc. géol. France*, 8, VI, : 241-249.
- TEIXELL, A. y SERRA-KIEL, J., 1988: Sedimentología y distribución de foraminíferos en medios litorales y de plataforma mixtos (Eoceno Medio y Superior, Cuenca del Ebro Oriental), *Bol. Geol. y Min.*, 159 (6), : 871-885.
- TEN HAAF, 1966: Le Flysch Sud-Pyrénéen le long du rio Ara (Huesca). *Actas del V Congreso Intern. Est. Pirenaicos*, 1, : 143-149.
- TOSQUELLA, J., 1989: *Estudio estratigráfico, bioestratigráfico y sedimentológico del Cuisiense de la Cuenca Surpirenaica al Este de la falla del Segre*. Informe para Síntesis Pirineo. ITGE (inédito).
- TRAVE A. y MARZO, M., 1989: Estratigrafía secuencial y análisis sedimentológico de los depósitos de fan-delta del área de Manresa (Eoceno medio-superior del borde suroriental de la cuenca de antepaís surpirenaica). *XII Congreso Español de Sedimentología, Comunicaciones*, : 223-226.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M.Jr., TODD, R.G., WIDMIER, J.W., THOMPSON III, S., SANGREE, J.B., BUBB, J.N. y HATLELID, W.G., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In Payton, Ch.E. ed., *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. A.A.P.G. Mem.*, 26, : 49-212.
- VAN EECKHOUT, J.A., 1990: *Estratigrafía y sedimentología de la Formación Vallfogona entre los ríos Llobregat y Ter*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Barcelona: 120 p. (inédita).
- VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M. y RAHMANIAN, V.D., 1990: *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops*. AAPG Methods in Exploration Series, N° 7, 55 p.
- VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, Jr.R.M., POSAMENTIER, H.W. y VAIL, P.R., 1987: Seismic Stratigraphy Interpretation Using Sequence Stratigraphy. Part 2: Key Definitions of Sequence Stratigraphy. In Bally A.W. ed., *Atlas of Seismic Stratigraphy, Vol.1, A.A.P.G. Studies in Geology Series*, 27, : 11-14.
- VIA, L., 1966: Aportación paleontológica a la síntesis estratigráfica y cronoestratigráfica del Eoceno marino de Cataluña. *Actas V Congreso Intern. Estudios Pirenaicos*, 1 (1), : 5-60.
- VIA, L., 1969: Crustáceos decápodos del Eoceno español. *Pirineos*, 91-94, 479 p.
- VIA, L., 1973: Datos para el estudio de los crustáceos decápodos del Eoceno circumpirenaico. *Pirineos*, 107, : 55-70.
- VILAPLANA, M. 1977: *Los arrecifes del Eoceno superior de Calders (borde suroriental de la Cuenca del Ebro, sector catalán)*. Pri-

NOTA

La Formación Barcons también recibe la denominación de Fm Bracons, ya que esta última corresponde a la grafía correcta del topónimo.