
Capítulo 1 INTRODUCCION

1.1 CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL

El área estudiada se sitúa en las provincias de Lleida y Huesca, aproximadamente entre los ríos Segre y Esera (Fig. 1.1). Forma una franja orientada ONO-ESE de unos 88 km de largo y 15 km de ancho. Las poblaciones más importantes son Organyà, Tremp, La Pobla de Segur y El Pont de Suert. Es un territorio de media montaña con relieves abruptos entallado por los ríos afluentes del Ebro de trazado norte-sur. Las cotas culminantes son la montaña del Boumort (2077 m) y el Turbón (2492 m). Para facilitar la descripción se ha subdividido en dos áreas principales: Organyà y El Pont de Suert, con un límite en la margen derecha del río Flamisell.

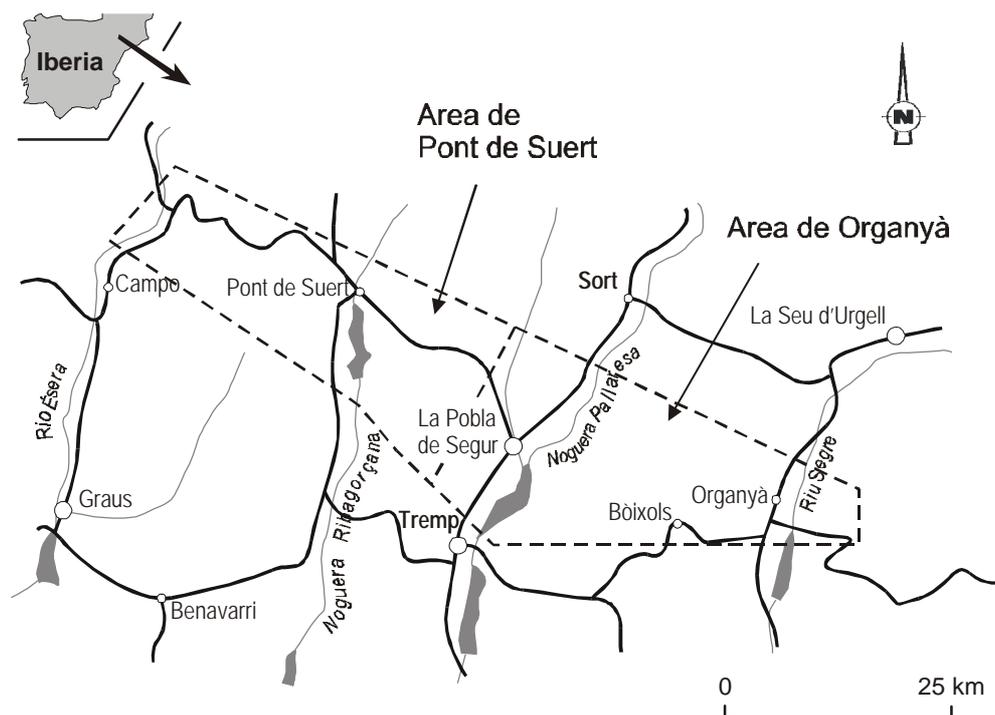


Fig. 1.1. Mapa de localización del territorio estudiado mostrando la división en áreas usada en este trabajo.

La estructura de los Pirineos centrales consiste en un conjunto de láminas cabalgantes vergentes hacia el sur emplazadas entre el Cretácico superior y el Mioceno como consecuencia de la convergencia de las placas Ibérica y Europea (Fig. 1.2). El eje de la cadena está formado por un apilamiento antiformal de láminas de basamento hercínico que localmente soportan una cobertera reducida. Más al sur se encuentra la Zona de Los Nogueras ocupando flanco meridional del apilamiento antiformal. Es una franja estrecha y alargada formada por láminas de basamento verticalizadas con una cobertera localmente potente de rocas estefanienses, pérmicas y triásicas. El edificio estructural está coronado por un manto de corrimiento formado por sedimentos mesozoicos y terciarios transportados sobre el Paleógeno de la Cuenca del Ebro. Tiene una estructura de tres láminas cabalgantes progresivamente más delgadas hacia el sur: Bòixols, Montsec y la lámina de las Sierras Marginales. Lateralmente está limitado por rampas oblicuas que le confieren una forma arqueada.

Los sedimentos del Cretácico inferior que constituyen el objeto de este estudio se sitúan en la lámina cabalgante de Bòixols (Fig. 1.3). Esta lámina contiene una serie mesozoica potente del orden de cinco kilómetros, seguida de un Paleoceno y Eoceno inferior delgados. Localmente hay preservada una cobertera de

conglomerados del Eoceno superior-Oligoceno discordantes y posteriores al plegamiento principal, aunque deformados por pequeñas cantidades de acortamiento. A diferencia de las series triásicas y jurásicas, que son relativamente isópacas, las series del Cretácico presentan grandes variaciones de espesor. Así el Cretácico inferior es muy potente al este del río Pallaresa (4862 m) mientras que el Cretácico superior es relativamente delgado (unos 1300 m) estando en parte erosionado por el Garumniense. En contraste, desde el río Pallaresa hacia el oeste el Cretácico inferior es reducido y el Cretácico superior puede superar los 4000 metros, sobretodo porque incorpora series de turbiditas.

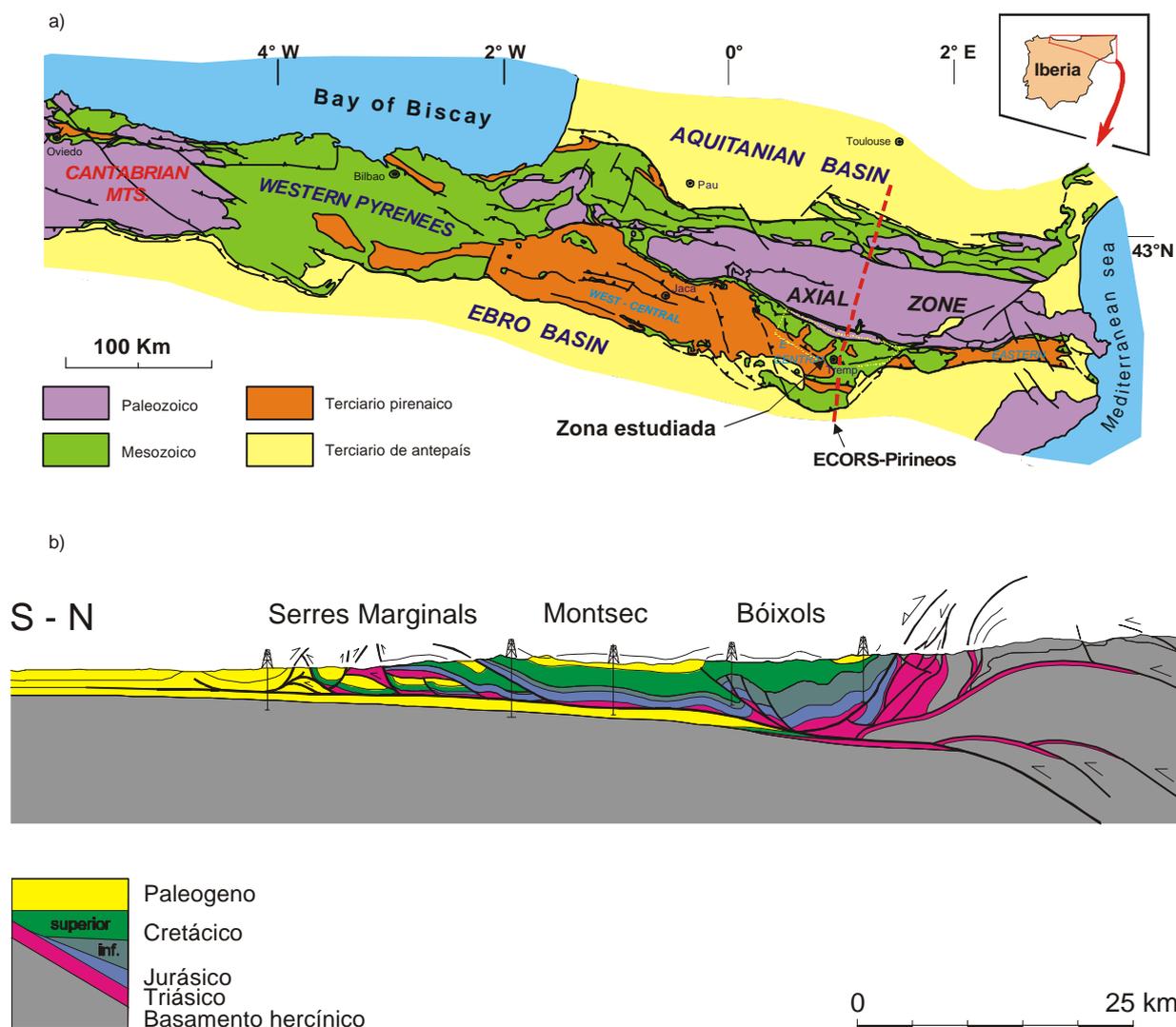


Fig. 1.2. a.- Posición de la lámina cabalgante de Bóixols en el imbricado de cabalgamientos de los Pirineos centrales; b.- Corte geológico ECORS a lo largo del Pirineo central.

La deformación principal que presenta la lámina cabalgante de Bóixols es de edad Cretácico superior, establecida a partir de los sedimentos sincompresivos (Garrido-Megías y Ríos, 1972, Simó, 1985). Se caracteriza por grandes pliegues concéntricos, fallas inversas y clivaje localizado poco penetrativo. Su traza cartográfica se continua a lo largo de 65 kilómetros con una dirección E-O desde la montaña del Pedraforca hasta el río Noguera Pallaresa, limitando un área de gran relieve estructural de los sedimentos del Cretácico inferior. Al oeste del río Noguera Pallaresa el cabalgamiento de Bóixols es un cabalgamiento ciego que corta a la plataforma del margen de la cuenca del Cretácico inferior profundamente enterrada bajo sedimentos sincompresivos. Estructuras asociadas al cabalgamiento de Bóixols vuelven a emerger en el sistema de pliegues oblicuos del Turbón, de edad finicretácica (Garrido-Megías, 1969, 1973; Papon, 1969b). Su

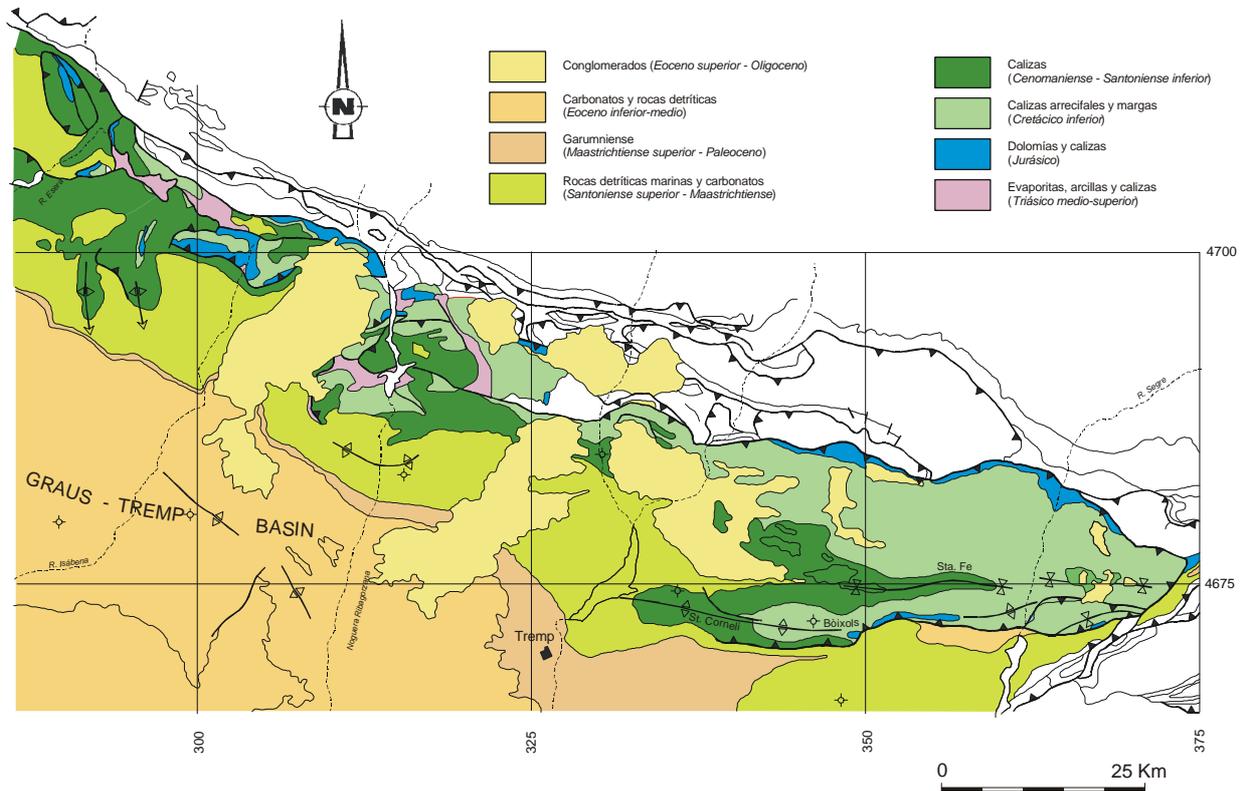


Fig. 1.3. Mapa geológico simplificado de la lámina cabalgante de Bóixols mostrando los límites de este estudio.

continuidad en el subsuelo ha sido corroborada por líneas sísmicas y sondeos adquiridos para la exploración de petróleo entre los años 60-80 (Cámara y Klimowitz, 1985; Ardévol *et al.*, 2000; Muñoz *et al.*, 2000).

Los límites geológicos de este estudio son:

- El límite septentrional es la Zona de Los Nogueras.
- El límite meridional coincide con la rampa frontal del cabalgamiento de Bóixols y su continuidad occidental hasta los pliegues del Turbón. Estas estructuras limitan aproximadamente la cuenca del Cretácico inferior.
- El límite oriental es la rampa oblicua del Segre, aunque se describe brevemente la estructura del manto superior del Pedraforca situada al este. El límite occidental es la zona de pliegues y rampas oblicuas del Turbón.

1.2 LA CUENCA DEL CRETACICO INFERIOR EN LOS PIRINEOS CENTRALES

La cuenca mesozoica contenida en las láminas cabalgantes de los Pirineos centrales forma parte de un sistema de cuencas ligadas a la evolución del Golfo de Vizcaya y en forma más general a la evolución del margen Nord-atlántico y del Tethys, que incluye además las cuencas Vasco-Cantábrica, Nordpirenaica y de Aquitania (Fig. 1.4). Se formó sobre un basamento de edad hercínica adelgazado durante la extensión del final del Carbonífero y del Pérmico. Durante el Mesozoico la cuenca experimentó varias fases de extensión seguidas de fases de subsidencia flexural. En la orogenia pirenaica la cobertera sedimentaria fue despegada del basamento a nivel del Triásico medio/superior y transportada más de 100 km hacia el sur sobre la Cuenca de antepaís del Ebro.

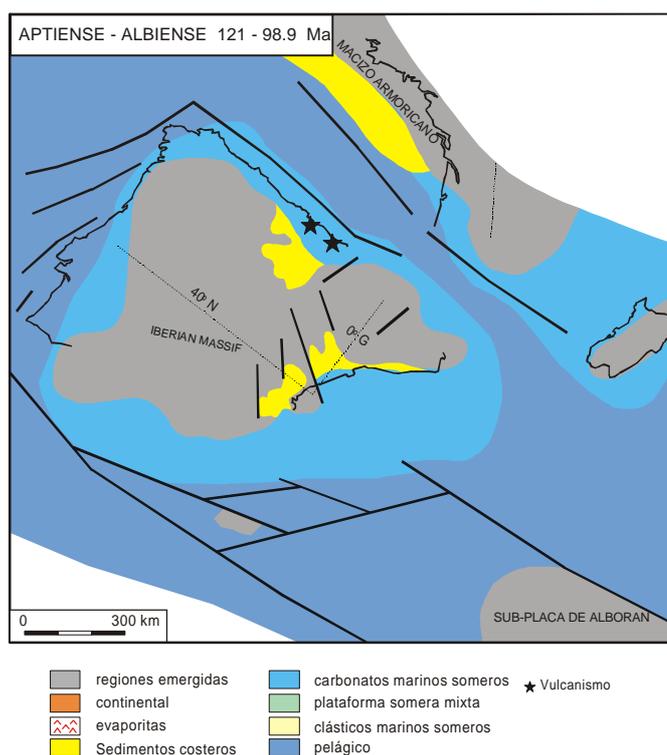


Fig. 1.4. Paleogeografía de Iberia en el Aptiense-Albiense (modificado de Vera *et al.*, 2001).

La cuenca del Cretácico inferior del Pirineo central tiene un perímetro irregular con entrantes y salientes, ocupando un área de unos 1964 km² en su estado deformado actual (Fig. 1.5). Su extensión original debía de ser mayor si consideramos que el margen norte está erosionado a techo del apilamiento antiformal de la Zona Axial. A pesar de su pequeño tamaño existen marcadas diferencias en la distribución de espesores y del registro sedimentario, este último representado en la figura 1.4 por los diagramas tiempo-distancia. Se identifican áreas estrechas caracterizadas por tasas de subsidencia altas, denominadas cuencas; áreas extensas que presentan tasas de subsidencia intermedias, denominadas plataformas y áreas con registro muy discontinuo y delgado, que básicamente se han comportado como altos estructurales.

La Cuenca de Organyà es el principal centro subsidente durante el Berriasiense-Albiense medio, acumulando un máximo de 4850 metros de sedimentos, 4650 m en sección vertical, la mayor parte margas hemipelágicas y calizas de plataforma. Es también el principal eje de inversión en el cenomaniense, como queda expresado en el diagrama tiempo-distancia por la truncación del Cretácico inferior. El margen sur de la cuenca está definido por fallas normales este-oeste, paralelas a la traza del cabalgamiento de Bóixols

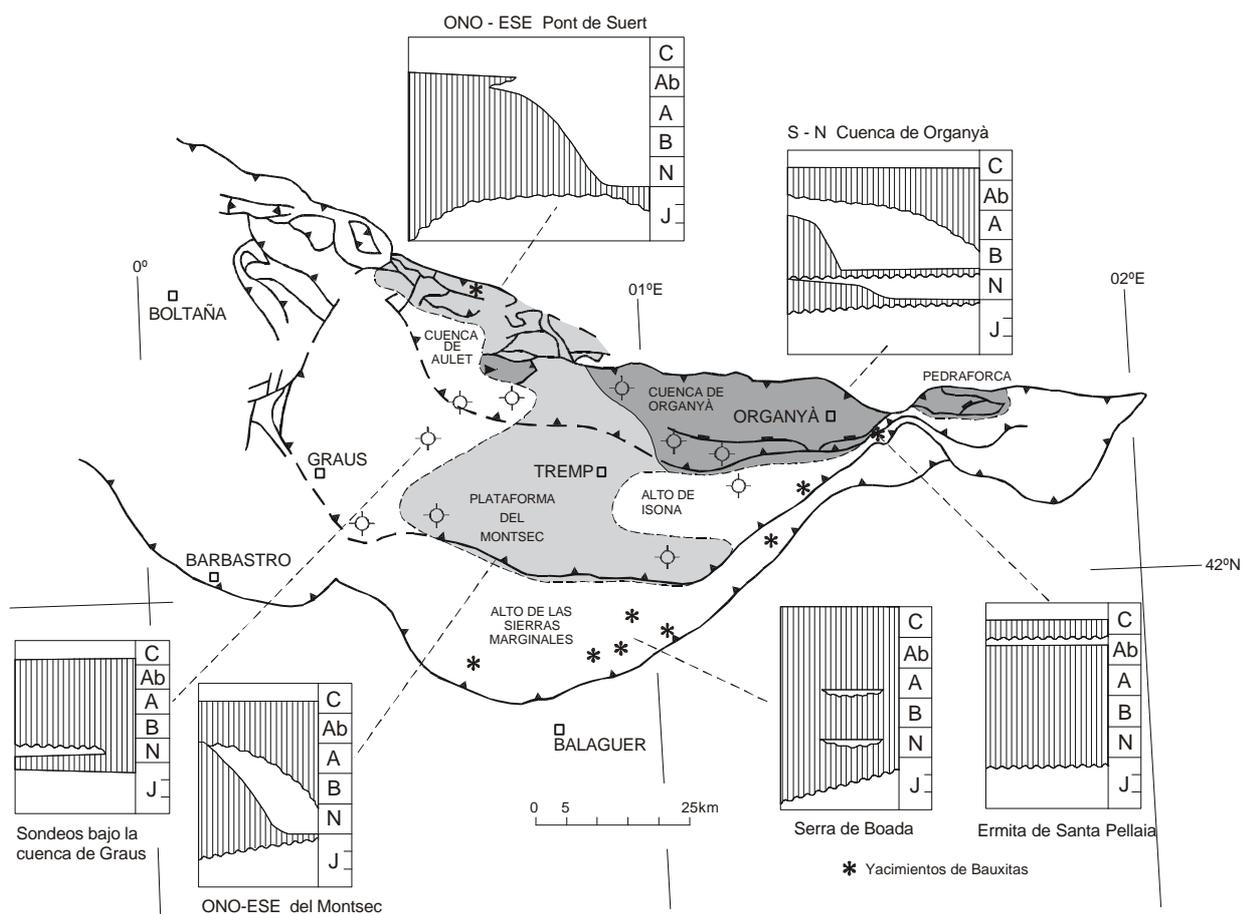


Fig. 1.5. Distribución de las áreas de cuenca, plataforma y alto en el Cretácico inferior del Pirineo central y edades de las principales discordancias.

(Muñoz, 1988, 1992; Berástegui *et al.*, 1990) y a su continuación oriental, el cabalgamiento del Pedraforca superior (Vergés, 1993). Hacia el oeste es relevada por la Plataforma del Montsec.

El Alto de Isona limita por el sur la Cuenca de Organyà. Se caracteriza porque el Cretácico inferior está ausente y el Cenomaniense yace sobre el Jurásico. Como excepciones, se ha atravesado un Neocomiense delgado en el sondeo Isona-bis y en la ermita de Santa Pellaia se han preservado unos 50 metros de margas y lignitos de edad albiense o cenomaniense (Peybernès, 1976; Ullastre y Masriera, 1989).

El espesor máximo de Cretácico inferior en la Plataforma del Montsec es de unos 400 metros. Las facies son más internas que en la Cuenca de Organyà, deduciéndose ambientes de transición marino-continental (lacustres carbonatados) y de llanura costera, coherentes con la terminación de la cuenca hacia el sur. En la Serra del Montsec se observan fallas normales de edad Cretácico inferior fosilizadas por el Cenomaniense. Aunque la cantidad de subsidencia fue aproximadamente diez veces menor que en la Cuenca de Organyà, la amplitud del registro sedimentario es comparable, lo que indica que experimentó una evolución geodinámica similar.

El área de Pont de Suert contiene una secuencia Berriasiense-Aptiense comparable en facies y espesores a la del Montsec, pero difiere por la presencia de un Albiense y Cenomaniense completos. Las máximas potencias se encuentran en la Cuenca de Aulet (Souquet, 1967), un área reducida de unos 45 km² limitada por fallas, que experimentó una etapa subsidente en el Albiense superior - Cenomaniense. Fuera de la Cuenca de Aulet los sedimentos albienses y cenomanienses están confinados en discretos grabens recubriendo rocas progresivamente más antiguas hacia el noroeste, hecho ya constatado por Dalloni (1910).

Los numerosos sondeos de la cuenca terciaria de Graus cortan comúnmente el Cenomaniense sobre el Jurásico medio-superior, definiendo el contorno del límite occidental de la cuenca del Cretácico inferior. De forma excepcional se ha atravesado un Neocomiense delgado en facies someras en los pozos de Tamurcia-1 y Cajigar-1, una situación comparable a la descrita para el Alto de Isona. Los afloramientos más noroccidentales en el macizo del Cotiella se caracterizan por la superposición de un horizonte delgado de Albiense superior directamente sobre el Keuper (Souquet, 1967).

Bordeando la Cuenca del Montsec por el sur, el Alto de las Sierras Marginales se caracteriza por yacimientos discontinuos de bauxitas kársticas rellenando depresiones en carbonatos jurásicos. En algunos yacimientos, las bauxitas se han formado por la ferralitización de delgados depósitos de margas con palinofloras valanginienses (Peybernès, 1976) y bedoulienses (Combes, 1969). Las bauxitas están cubiertas por areniscas y conglomerados de cuarzo, sedimentos marinos transgresivos de edad Santoniense superior. En el contexto de cuenca descrito, se asume que la mayor parte del hiato es no-deposicional, interpretándose que los carbonatos jurásicos estuvieron expuestos en una llanura costera kárstica de bajo relieve, con intensa percolación de agua y una zona saturada importante.

Reconstrucción paleoclimática

La reconstrucción continental a final del Cretácico inferior realizada por Barron *et al.* (1981), sitúa a la Península Ibérica en la zona tropical, en una latitud próxima a 30 grados sobre el Ecuador. Este hecho junto a una paleotemperatura global entre 6 y 14°C más alta que la actual, ha condicionado fuertemente el tipo de relleno sedimentario. Tanto en los sedimentos estudiados como en sedimentos de edad equivalente pertenecientes a las cuencas del este y norte de Iberia existen indicadores climáticos como las bauxitas, las calizas arrecifales o los depósitos de carbón que corroboran la existencia de un clima húmedo de tipo subtropical, al menos durante el intervalo Aptiense-Albiense (Rat, 1987; Salas *et al.*, 1995).

Para el medio continental las bauxitas se consideran excelentes indicadores; las áreas actuales sometidas a procesos de lateritización se caracterizan por temperaturas medias anuales alrededor de 26° C y precipitaciones anuales entre 1200 y 1500 mm con uno o dos meses secos. Los yacimientos de bauxitas pirenaicos así como los de la cordillera Ibérica forman parte del cinturón bauxítico Mediterráneo, que contiene el mayor volumen de bauxitas kársticas del mundo. En el dominio marino, la abundancia de calizas arrecifales con comunidades de rudistas y hexacorarios permite inferir un clima cálido comparable a las regiones tropicales actuales.

Las condiciones climáticas húmedas quedan de manifiesto por la ausencia general de evaporitas, por el desarrollo en el Barremiense de ambientes salobres ricos en carófitas y por la abundancia de detritos vegetales finos en los sedimentos aptienses y albienses de mar abierto. Los yacimientos de carbón ocurren en ambientes deltaicos y de transición, si bien no alcanzan en los Pirineos la importancia económica que tienen en la cordillera Ibérica, donde la Formación de Escucha (Albiense) contiene los depósitos más grandes de España de carbón subbituminoso (Querol *et al.*, 1992).

Relieve continental y paleogeografía

A grandes rasgos se considera que los paisajes que rodeaban la cuenca del Cretácico inferior estaban reducidos a penillanuras. El bajo relieve continental es herencia de la paleogeografía del Jurásico superior, dominada por llanuras mareales de carbonatos y evaporitas. Tras la emersión parcial de los carbonatos jurásicos al inicio del ciclo cretácico, se formó una extensa llanura kárstica costera sometida a lateritización, que fue invadida diacrónicamente por el mar a medida que el rift cretácico se ampliaba. La principal masa de tierra permanentemente emergida es el Bloque del Ebro (Fig. 1.4), pero su aportación de terrígenos a la Plataforma del Montsec adyacente es insignificante; de hecho los únicos depósitos significativos de clásticos groseros se encuentran en el extremo noroeste de la cuenca y provienen de la actual Zona Axial pirenaica. Es posible que el drenaje fluvial del Bloque del Ebro se estableciese durante el Cretácico inferior hacia otras

cuencas de Iberia.

La distribución de las entradas de detríticos a lo largo de la historia geológica puede considerarse como un efecto combinado del relieve continental, del clima y de los cambios en el nivel marino. No existen en este área de los Pirineos facies “Weald” como ocurre en las cuencas de la cordillera Ibérica, Cameros o en la Vasco-Cantábrica, sólo hay entradas discretas de arenas en el Valanginiense formando secuencias condensadas. Es durante el Barremiense cuando los aportes terrígenos continentales alcanzan valores mínimos, sedimentándose carbonatos en ambientes marinos salobres. Un cambio importante se aprecia en el Aptiense y el Albiense, marcado por la aparición en la Cuenca de Organyà de grandes volúmenes de margas con restos vegetales, posiblemente el resultado de la erosión de relieves suaves cubiertos de un manto de bosques. Sin embargo el principal rejuvenecimiento del relieve ocurrió en el Albiense superior coincidiendo con una elevación general del norte de la placa Ibérica y sedimentación generalizada de las facies Utrillas (Hiscott *et al.* 1990).

1.3 ANTECEDENTES

Las referencias más significativas para este estudio comienzan en la década de los 60, en estos trabajos pueden encontrarse citas a una literatura antigua más extensa, entre la que destacaríamos a Vidal (1875), Mallada (1878), Dalloni (1910, 1930), Misch (1934) y Ríos (1951).

Los principales rasgos de la geología regional del área de Organyà fueron descritos por Rosell (1967), incluyendo por primera vez pruebas concluyentes sobre la existencia de la discordancia cenomaniense. Del mismo año es la Tesis Doctoral de P. Souquet sobre el Albiense y el Cretácico superior de los Pirineos, que introduce conceptos modernos de estratigrafía como el estudio de microfaunas. Entre varios resultados paleogeográficos, Souquet plantea un problema todavía hoy no satisfactoriamente resuelto, la continuidad de la sedimentación durante el Albiense y Cenomaniense en la Cuenca de Aulet al mismo tiempo que el área de Organyà experimentaba erosión. En 1968 Mey y colaboradores definieron formalmente las unidades estratigráficas posthercínicas de la Zona Central Surpirenaica. Este trabajo es uno de los resultados de síntesis del gran esfuerzo cartográfico realizado por los geólogos de la Universidad de Leiden desde los años 50 y aunque las unidades definidas para el Cretácico inferior se consideran hoy demasiado amplias, la base cartográfica contiene muchos de los elementos estratigráficos y estructurales cuya interpretación se debate actualmente.

J.P. Papon en su Tesis (1969a) y publicación posterior (1969b) estudia la estructura y estratigrafía del macizo del Turbón, centrada esta última en el Cretácico superior. La coherencia de sus interpretaciones está soportada por una cartografía 1:25.000 y cortes geológicos seriados.

Dos trabajos de investigación realizados en cierto modo en paralelo, con referencias mutuas aunque con enfoques marcadamente distintos suponen el avance más importante en el conocimiento del Cretácico inferior. El primero pertenece a Garrido-Megías, quien en su Tesis Doctoral de 1973 y publicación precedente (Garrido-Megías y Ríos, 1972) reúne una gran riqueza de datos correspondientes a nueve años de trabajos geológicos en la zona surpirenaica. Con el apoyo de cartografías 1:50.000 y de numerosas series estratigráficas establece por primera vez de forma sólida la estratigrafía, estructura y secuencias sedimentarias del Mesozoico y Terciario, que interpreta en relación con la evolución tectónica de la cuenca. Este trabajo es sin duda una de las piedras angulares de la geología del Pirineo. A partir de 1965, B. Peybernès publica varios artículos sobre la estratigrafía y paleontología del Cretácico inferior, sintetizados en su Tesis Doctoral (1976) que establece una biozonación para el Jurásico superior-Cretácico inferior de las áreas nor- y surpirenaica y contiene descripciones regionales que conducen a una definición más precisa de la estratigrafía. Posteriormente este autor ha refinado y reinterpretado estos datos desde el punto de vista de la estratigrafía secuencial en numerosos trabajos.

De esta época es también la Tesis de Séguret (1972), que establece firmemente la existencia de mantos de corrimiento desplazados hacia el sur, cambiando la concepción autoctonista que había dominado en las décadas anteriores. Para el caso concreto de la estructura y estratigrafía de la lámina de Bóixols este trabajo no es una referencia importante porque contiene pocas observaciones de detalle.

Entre 1977 y 1982, R. Martínez estudia los ammonites de las principales localidades del Cretácico surpirenaico, avanzando en la datación de las unidades litostratigráficas, en la correlación y en la creación de una biozonación local de referencia para otros grupos de faunas.

A inicios de los 80, el antiguo Servei Geològic de Catalunya promueve las cartografías 1:25.000 del Cretácico de la lámina cabalgante de Bóixols que constituyen los fundamentos de esta investigación: Simó (1983), García-Senz (1985, 1987). La biostratigrafía se estudia en colaboración con el Dept. de Paleontología de la Universitat Autònoma de Barcelona, inaugurándose una línea de trabajo con varias tesis doctorales y publicaciones: Simó *et al.* (1985), Simó (1985), Caus *et al.* (1990), Berástegui *et al.* (1990),

Bernaus *et al.* (1994), Arbués *et al.* (1996). Paralelamente la geometría y cinemática de sistemas de cabalgamientos desarrollada por Boyer y Elliott (1982) entre otros ha sido aplicada a la cadena pirenaica por Muñoz (1985) en la transversal del río Freser atrayendo una amplia atención, de manera que esta fecha inicia un periodo caracterizado por la realización de cortes compensados calibrados con líneas sísmicas que muestran la estructura profunda. En concreto, los problemas geométricos y cinemáticos que conlleva la restitución estructural de la lámina de Bóixols han sido tratados en los resultados del proyecto ECORS (Losantos *et al.* 1988; Muñoz, 1992) y en la Tesis de J. Vergés (1993). Estos trabajos ya incluyen un tratamiento de la estructura extensiva de edad Cretácico inferior y su posterior inversión, tema central de un primer modelo de inversión progresiva realizado por Bond y McClay (1995).

Tras el trabajo de Willems (1982) sobre la geología alrededor del cabalgamiento de Bóixols, la estratigrafía del área de Organyà experimentó un nuevo avance en la década de los 90 por diversos autores pertenecientes a la Universidad de Bremen, Schöllhorn (1992), Schwenke (1993), Wittmann (1993), Bachmann (1994) y Bachmann & Willems (1996), centrados en las facies y la ciclostratigrafía de las formaciones aptienses.

Dos informes internos realizados por Gazel y Klein (1997) y por Piron y Chuilon (1997) para ELF Aquitaine en los que el autor ha tenido oportunidad de participar se dirigen respectivamente a la problemática de los movimientos antecenomanienses en el área de Organyà y en la escama de las Aras (área de Pont de Suert). La realización en 1996-97 del Mapa Geológico Nacional 1:50.000 de Pont de Suert (García-Senz, en prensa) ha permitido la extensión de esta tesis hacia el noroeste y es una aportación a la geología de esta región relativamente desconocida. La bioestratigrafía de la sección tipo del Berriasiense-Barremiense en el río Segre ha sido recientemente detallada por Bernaus *et al.* (1999, 2000), Becker (1999) y Bernaus (2000).

1.4 OBJETIVOS Y METODOLOGIA DE TRABAJO

Los objetivos de base son el estudio de los sedimentos del Cretácico inferior y de la estructura tectónica de la lámina cabalgante de Bóixols. El primero, de índole estratigráfica, se plantea la definición formal de unidades, mejorar la correlación y el análisis de facies y secuencias; el segundo, de geología estructural, busca la descripción de las estructuras a distintas escalas y entender su mecanismo de formación. El amplio campo abarcado hace que adicionalmente este trabajo requiera una síntesis de los conocimientos precedentes en un momento en que la geología regional ha perdido impulso en favor de publicaciones especializadas.

La cuenca del Cretácico inferior se investiga en tres contextos geotectónicos:

- 1- Cuenca en extensión. Se pretende reconstruir en planta y en perfil los elementos estructurales activos durante la etapa extensiva Berriasiense-Albiense y el control que ejercen sobre la distribución lateral y vertical de las facies y secuencias.
- 2- Modificaciones de la forma de la cuenca en los tránsitos del Jurásico/Cretácico inferior y del Cretácico inferior/Cretácico superior. Estos superciclos están limitados por dos de las discordancias más importantes de los Pirineos, en las que grandes volúmenes de rocas han sido erosionadas (Garrido-Megías, 1973). Las modificaciones de la forma de la cuenca que producen estas discordancias y su influencia en el nivel marino relativo son la piedra angular para entender respectivamente el inicio y final de la etapa de rifting y sin embargo pocos esfuerzos previos se han hecho en esta dirección. De especial interés es el tránsito al Cretácico superior donde se admite corrientemente que ha ocurrido un desplazamiento en dirección de la Placa Ibérica respecto a la Placa Europea a lo largo de la falla Norpirenaica. Si bien numerosos datos confirman la creación de cuencas turbidíticas en tracción en áreas adyacentes a esta falla (ver por ejemplo Debros, 1990), poco se conoce sobre el estilo de deformación de cuencas extensivas formadas previamente como las de los Pirineos centrales situadas 100 kilómetros al sur del límite de placas.
- 3- Estructura compresiva de edad Cretácico superior. La estructura compresiva de la lámina cabalgante de Bóixols no puede entenderse sin incorporar la distribución de las cuencas extensivas y en especial el modo en que se relacionan los cabalgamientos con las fallas que limitan las cuencas (inversión tectónica). Este tema se aborda de manera parcial ya que necesita incorporar los depósitos sin-inversión finicretácicos y terciarios, lo cual escapa a los objetivos básicos de este trabajo (se ha realizado sólo en el área de Pont de Suert).
 - La base de esta investigación es un trabajo voluminoso de campo que incluye la cartografía a escala 1:25.000 de toda el área y el levantamiento de 56 secciones estratigráficas medidas con la vara de Jacob, totalizando 16.476 metros. La descripción de la petrografía y del contenido faunístico de algunas series se ha apoyado en el estudio de láminas delgadas. El dibujo sobre fotos panorámicas ha sido especialmente útil para visualizar las relaciones laterales de los estratos y las mesoestructuras que los afectan.

El estudio estratigráfico se sustenta en la descripción de facies según aspectos detectables en el campo y en el reconocimiento de la secuencia en que ocurren, lo que implica considerar las relaciones geométricas básicas entre estratos: *conformidad*, *onlap*, *downlap*, *toplap* y truncación erosional y también la gradación lateral y/o vertical, los desplazamientos bruscos en la vertical de los cinturones de facies y la ciclicidad. Estas relaciones ayudan a establecer la correlación y los límites de las secuencias deposicionales según la definición básica de Mitchum (1977). Cuando se observan variaciones laterales de la subsidencia y cambios en las facies relacionados con la actividad de fallas normales, obtenemos criterios firmes del control tectónico sobre la sedimentación.

El estudio estructural es geométrico, integrado con la estratigrafía de la cuenca sedimentaria. Una parte

decisiva en la descriptiva ha sido la realización de 30 cortes geológicos transversos y longitudinales a la lámina cabalgante de Bóixols. Algunos se han restituido para probar su viabilidad y también para obtener la forma de la cuenca sedimentaria en las etapas claves de su evolución, como al inicio de la extensión del Cretácico inferior, al final de la etapa extensiva, el plegamiento suave bajo las discordancias del Albiense superior o del Cenomaniense o el plegamiento durante la compresión del Cretácico superior mostrando la secuencia de crecimiento que fosiliza los pliegues. Comparando otra vez con el estado deformado se obtiene información sobre el proceso de inversión tectónica.

El detalle con que se tratan las relaciones entre tectónica y sedimentación exige a menudo mayor resolución que la aportada por los cortes geológicos basados en cartografías 1:25.000. Un método de representación satisfactorio es la construcción de cortes estratigráficos que utilizan la información de las secciones estratigráficas, de las vistas panorámicas y de la estructura somera de los cortes geológicos. Sin embargo, dependiendo de cómo están contruidos, pueden proporcionar una imagen no realística del perfil de la cuenca, como umbrales de forma anticlinal y surcos de forma sinclinal (Fig. 1.6.). En la creación de estos artefactos influye la traza del perfil respecto a las líneas isópacas, el grado de exageración vertical del corte y la representación en un mismo esquema de estratos que han experimentado basculamientos o deformaciones superpuestas de orientaciones distintas. Todos estos problemas existen en la zona de estudio y se han tratado de comprender y evitar.

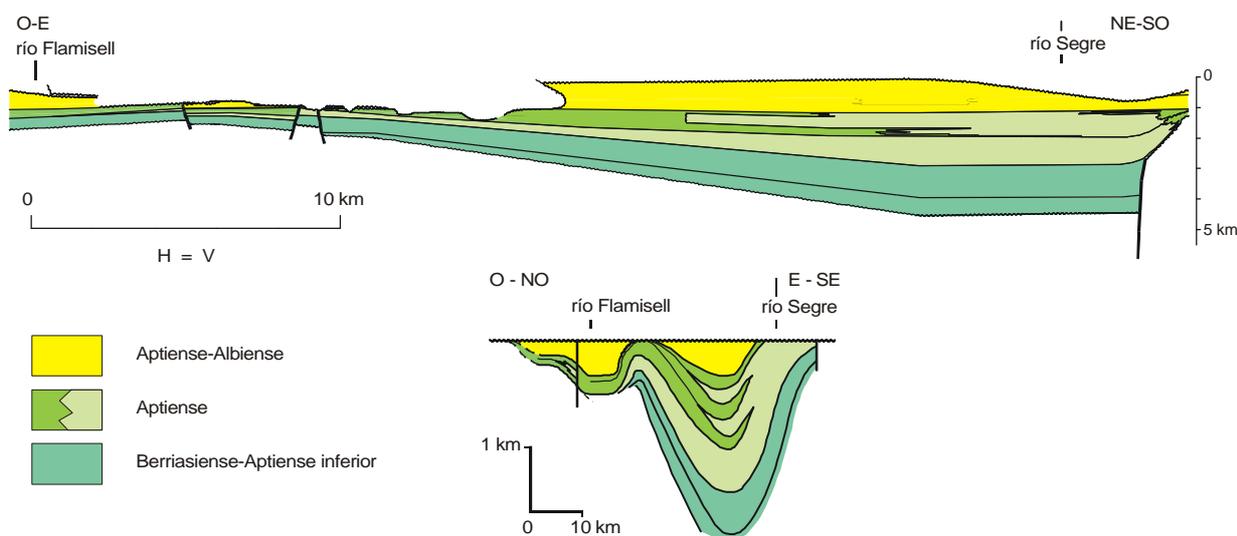


Fig. 1.6. Dos perfiles de correlación a través de la cuenca de Organyà. La figura superior a escala 1:1 incorpora elementos estructurales y representa únicamente el relleno de la cuenca en extensión. La figura inferior tomada de Peybernès (1976) presenta una exageración vertical importante, su trazado asciende y desciende en las líneas isópacas produciendo falsos centros de sedimentación y representa en el mismo esquema cambios de espesor debidos a diferencias de subsidencia y cambios de espesor debidos a plegamiento bajo la discordancia precenomaniense. La figura inferior es representativa de las reconstrucciones de cuencas sedimentarias por métodos únicamente estratigráficos en los años 70' y 80'.

1.5 UNIDADES ESTRATIGRAFICAS

Unidades litostratigráficas

Los artículos responsables de la nomenclatura actual en uso para el Cretácico inferior son: Souquet (1967), Mey *et al.* (1968), Garrido-Megías y Ríos (1972), Garrido-Megías (1973), Rosell y Llompart (1982), Peybernès (1976), Peybernès y Souquet (1973), Caus *et al.* (1990), Berástegui *et al.* (1990) y la Guía del III Coloquio del Cretácico (1995). Los cuadros de correlación de las figuras 1.7, 1.8 y 1.9 muestran la equivalencia entre las unidades litostratigráficas definidas por los distintos autores para las áreas de Organyà y El Pont de Suert. El objetivo de los cuadros es comparar los distintos conjuntos en que han sido agrupadas las mismas sucesiones de rocas, en consecuencia la edad ha sido unificada y no siempre corresponde a las atribuciones originales. Una correlación de estas unidades se muestra en la figura 1.10.

Mey y colaboradores definieron en 1968 una nomenclatura estratigráfica formal para el Mesozoico de la Zona Surpirenaica Central, pero debido al conocimiento incompleto que entonces se tenía de las series del Cretácico inferior y de sus variaciones laterales, las formaciones designadas resultan excesivamente amplias. En la actualidad parte de su nomenclatura pervive con límites redefinidos. Las unidades informales de Garrido-Megías y Ríos (1972) nunca han sido de uso general, aunque están bien fundamentadas y sus límites corresponden a contactos litológicos en series de referencia y/o en cartografías 1:50.000 (Garrido-Megías, 1973). B. Peybernès emplea en sus trabajos una nomenclatura común para los Pirineos franceses y españoles, casi siempre compuesta de un término litológico y un término faunístico. De forma supeditada usa litologías combinadas con términos geográficos locales tomados de Souquet (1967) y Peybernès y Souquet (1973). El principal criterio que B. Peybernès usa para definir los límites entre unidades es biostratigráfico, de manera que las unidades litológicas son encajadas dentro del armazón biostratigráfico, lo contrario del procedimiento usual (Código Estratigráfico Internacional). Rosell y Llompart (1982) sintetizan los trabajos precedentes ayudando a fijar la terminología de las principales formaciones. En los trabajos de Caus *et al.* (1990), Berástegui *et al.* (1990) y la Guía del III Coloquio del Cretácico (1995) se proponen informalmente nuevas unidades litostratigráficas y la división en secuencias deposicionales para el Cretácico inferior de Organyà. La nomenclatura de Berástegui y colaboradores ha sido seguida en los trabajos estructurales de Vergés (1993) y Bond y McClay (1995) y en los trabajos estratigráficos de la Universidad de Bremen: Schöllhorn (1992), Wittmann (1993), Schwenke (1993), Bachmann (1994), Bachmann y Willems (1996). Algunas unidades informales definidas en la cartografía y memoria 1:50.000 de la Hoja de Pont de Suert (García Senz, en prensa) son la base de la presente subdivisión en el área de Pont de Suert.

Las unidades estratigráficas utilizadas se han escogido siguiendo la normativa del Código Estratigráfico de Norteamérica elaborado por la Comisión Americana sobre nomenclatura estratigráfica (1983). Estas unidades pueden ser formales o informales. Para un uso formal se han definido, redefinido, redescrito o revisado grupos, formaciones y miembros denominados. Para un uso informal se han definido miembros designados solamente por letras o por su litología, lenguas, lentes y capas clave. La propuesta no es totalmente estricta porque busca un acuerdo entre la nomenclatura ya existente y lo que sería deseable según las exigencias del Código.

Unidades con área tipo en Organyà (Figura 1.7.)

Unidades del Berriasiense-Aptiense inferior

- Grupo de Tres Ponts. Unidad formal cuyo uso se propone en este trabajo. Incluye a las formaciones del Pont de la Torre, Barranc de Fontanella, Hostal Nou y Prada. Su definición es una necesidad en el área de Pont de Suert donde los límites de las formaciones que lo componen están pendientes de identificación.
- Formación de Brechas del Pont de La Torre. Equivale a la unidad Pont de la Torre Breccia de Caus *et al.* (1990). En este trabajo se propone su uso formal.
- Formación de Calizas del Barranc de la Fontanella. Se propone su definición formal como una revisión de la unidad del mismo nombre de Caus *et al.* (1990). Corresponde a la secuencia de Hostal Nou I de la Guía del III Coloquio del Cretácico (1995).
- Formación de Calizas de Hostal Nou. Equivale a la secuencia de Hostal Nou II de la Guía del III Coloquio del Cretácico (1995). Su definición formal se propone en este trabajo.
- Formación de Calizas de Prada. Toma el nombre de la Prada Limestone Formation designada formalmente por Mey *et al.* (1968). En su definición original incluye calizas con un rango de edad muy extenso que abarcan desde una parte indeterminada del Jurásico superior hasta el Aptiense superior. La Formación de Calizas de Prada que se propone en este trabajo, es equivalente a la “Prada Limestone” de Caus *et al.* (1990), definición que es respaldada por los recientes trabajos monográficos de Becker (1999) y Bernaus (2000). Su base es una disconformidad, un tipo de límite deseable para las unidades litostratigráficas (Art. 23, *remark (d)*). Hay que señalar que la Formación de Prada original de Mey y colaboradores ha sido por tanto dividida en varias formaciones del mismo rango conservando el nombre original en una de las divisiones. Al aceptar esto se comete una restricción indeseable del código estratigráfico (Art. 19, *remark (g)*) que se justifica por la aceptación y utilidad de la nueva revisión.

Para la designación de las unidades estratigráficas del Aptiense y Albiense se ha aplicado el rango de formación a los depósitos margosos en facies de talud y cuenca que forman el grueso de los sedimentos en la Cuenca de Organyà, mientras que los bancos arrecifales que se indentan con las margas se establecen normalmente como miembros formales (Art. 25, *remark (c)*).

- Formación de Margas de Cabó. Equivale a las “marnes du Val de Cabó” de Peybernès (1976) y a la formación de margas de la Vall de Cabó de Rosell y Llompart (1982). Se considera que el nombre geográfico de esta unidad está bien establecido en la literatura. En este trabajo se propone su definición formal.
- Miembro de Calizas de Roca Narieda. Corresponde a la unidad de “calizas de Roca Narieda” de Berástegui *et al.* (1990). Se propone su definición formal como un miembro de la Formación de Margas de Cabó.

UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS CON AREA TIPO EN ORGANYÀ

	Rosell (1967) mapa 1:50000	Mey et al. (1989)	Garrido y Roca (1972) Garrido, Megias (1973)	Paybarnés (1976)	Rosell y Lompart (1982)	Beristegui et al. (1990)	ESTE TRABAJO (2002)
CENOMANIENSE	M	Santa Fè Limestone Fm.	C1	Calcaires à <i>Pneuroclines</i>	Fm. de Calizas de Santa Fè	Santa Fè Limestone	Formación de Calizas de Santa Fè
	T	Hiato					
ALBIENSE	S	No reconocida	G ^p	Calcaires du Coll d'Abella	No reconocida	Coll d'Abella limestone	Miembro de Calizas del Coll d'Abella
	M	LLUSÀ MARL	Membro K	Marnes noires du Baranc de l'igüada et de Boixols	Formación de Margas de Lluçà	Lluçà marls	Formación de Margas de Lluçà
APTIENSE	I	FORMATION	Membro J	Calcaires gréseux et Marnes de Senyús	Formación de calizas y margas de Senyús	Font Bordonera marls	Mb de Calizas de Font Bordonera
	Superior	A3	a	C	C	limestones	Capa T
	GARG. CLANS.	A2	a	M2-3 U4	M2-3 U4	Senyús Carbonate platform	Mb de Calizas de Senyús
	Inferior	A1 - 2 - 3	b	b	b	Senyús marls	Mb de Calizas de Roc del Diabre
BARREMIENSE	S	FORMATION	Membro I	Marnes du Val de Cabó	Formación de margas de la Vall de Cabó	Cabo marls	Formación de Margas de Cabó
	I	PRADA LIMESTONE FORMATION	Calizas con caráceas	Calcaires à <i>Amnédés</i>	Formación de calizas de la Sierra de Prada	Prada Limestone	Formación de Calizas de Prada
NEOCOMIENSE	S	FORMATION	Caliza con Orbitolinas y Orbitolinos	Calcaires à <i>Orbitolinas</i> à <i>Byozoa</i>	Formación de calizas de la Sierra de Prada	Prada Limestone	Formación de Calizas de Prada
	I	FORMATION	Caliza arenosa con <i>Ferrilla</i> <i>Freque</i> <i>Enchazgi</i>	Calcaires gréseux à <i>Pholadites</i>	Formación de calizas de la Sierra de Prada	Prada Limestone	Formación de Calizas de Prada
	Superior	G	Calizas con <i>Trochodites</i> <i>Pseudocycammina filus</i> y <i>Algas</i>	Calcaires roux à <i>Lignites</i> <i>Disycolites</i>	Formación de calizas de la Sierra de Prada	Prada Limestone	Formación de Calizas de Prada
	Inferior	D	Caliza biopsolítica	Marnes et marne-calcaires à <i>Pseudosubplantes</i>	Formación de calizas de la Sierra de Prada	Prada Limestone	Formación de Calizas de Prada
TITTONICO	KIMM. PORT.	FORMATION	Brecha púrgica con <i>Trochodites</i> C	Calcaires à <i>Capronelles</i>	Formación de calizas de la Torre Brecha	Point de la Torre Brecha	Formación de Brechas del Pont de la Torre
	I	FORMATION	Brecha Limite	Brecha Limite	Formación de calizas de la Torre Brecha	Point de la Torre Brecha	Formación de Brechas del Pont de la Torre

Calcaires (1956)
 Guía del III Congreso del Cretácico (1991)

Fig. 1.7. Correlación entre las unidades litostratigráficas del Cretácico inferior usadas por distintos autores en el área de Organyà.

- Formación de Margas de Senyús. Formación equivalente a la unidad “Senyús marls” de Berástegui y colaboradores, que resulta de una revisión del techo de las unidades de Garrido-Megías, Peybernès y Rosell y Llompart. Su definición formal se propone en este trabajo. Se considera que el término geográfico “Senyús” está bien establecido en la literatura, pero el término litológico se ha simplificado a “margas” para evitar litologías compuestas y/o combinadas (*Art.30, remark b*). Esto ha sido posible gracias a la designación de los principales cuerpos de calizas que se indentan con la Formación de Senyús, el Miembro Roc del Diable y el Miembro de Nargó.
- Miembro de Calizas del Roc del Diable. Miembro de la Formación de Senyús cuya definición formal se propone en este trabajo. Equivale a la parte inferior del “Senyús carbonate platform complex” (flanco norte del sinclinal de Santa Fé) de Berástegui y colaboradores.
- Miembro de Calizas de Nargó. Miembro de la Formación de Senyús cuya definición formal se propone en este trabajo. Equivale a la “Senyús carbonate platform complex” (flanco sur del sinclinal de Santa Fé) de Berástegui y colaboradores.
- Capa T (capa tempestítica). Es una capa clave de uso informal. Fue usada como límite superior de las “Senyús marls” e incluida en la “Senyús sequence” por Berástegui *et al.* (1990), pero en este trabajo se incluye en la base de la Formación de Margas de Font Bordonera en base a criterios genéticos. La distinción entre las dos formaciones citadas se establece por contraste litológico y es independiente de la existencia de esta capa.
- Formación de Margas de Font Bordonera. Equivale a las “Font Bordonera marls” de Berástegui y colaboradores. Se propone su definición formal.
- Miembro de Calizas de Setcomelles. La denominación “calizas de Setcomelles” ha sido usada por Berástegui *et al.* (1990) y Schöhlhorn (1992) para identificar cuerpos de calizas de extensión reducida y afloramiento irregular que se indentan con la parte alta de la Formación de Font Bordonera y con la parte inferior de la Formación de Lluçà. Su uso formal se propone en este trabajo.
- Formación de Margas de Lluçà. Revisión de la Llusà Marl Formation designada formalmente por Mey *et al.* (1968). El grueso de la formación es equivalente a las unidades usadas por Garrido-Megías, Peybernès, Rosell y Llompart y Berástegui y colaboradores. Se considera que la denominación de esta unidad está bien establecida en la literatura.
- Miembro de Calizas del Coll d’Abella. Se propone su uso como miembro formal de la Formación de Margas de Lluçà. Es equivalente a las unidades usadas por Garrido-Megías, Peybernès y Berástegui y colaboradores. Se considera que la denominación de esta unidad está bien establecida en la literatura.
- Formación de Calizas de Santa Fé. Corresponde a la “Santa Fé Limestone Formation” definida formalmente por Mey *et al.* (1968).

Unidades con área tipo en Pont de Suert (Figuras 1.8. y 1.9.)

- Formación de Calizas de San Roque. Corresponde a las calizas de San Roque de Peybernès (1976) y a la formación de calizas de San Roque de García Senz (en prensa). Su definición formal se propone en este trabajo.
- Formación de Calizas de Cruz. Corresponde a la formación de Cruz de García Senz (en prensa). Se aplica a calizas con expresión cartográfica que yacen sobre la Formación de Calizas de San Roque y que se indentan con la Formación de Margas de San Martín. Su definición formal se propone en este trabajo.
- Formación de Margas de San Martín. En este trabajo se propone la definición formal de la formación de margas de San Martín de García Senz (en prensa), que esencialmente corresponde a la misma unidad descrita por distintos autores desde Misch (1934), aunque persistan diferencias de interpretación de su límite superior. Se considera que el término geográfico “San Martín” definido por Peybernès (1976) está bien establecido en la literatura, mientras que el término litológico original “marnes noires et marno-calcaires” es susceptible de ser simplificado a “margas” (Art.30, remark b). Souquet y Peybernès (1991) subdividen la unidad original en “marnes de San Roque” y “marnes noires et marno-calcaires de San Martín” en base a criterios de microfauna, pero queda por demostrar si esta revisión es de aplicación práctica.
- Formación de Calizas de Pegà. Unidad formal cuyo uso se propone en este trabajo. Corresponde a la formación de Pegà de García Senz (en prensa). Se usa para designar un conjunto de calizas con expresión cartográfica que localmente son discordantes sobre las Formaciones de Cruz y San Roque. Posiblemente esta unidad equivale a las “Marnes et calcaires ferrugineux inférieurs à Orbitolines” de Peybernès (1976) y al miembro L de Garrido-Megías (1973), que hasta el momento tienen un uso restringido a la sección del embalse de Escales.
- Formación de Areniscas del Turbón. En este trabajo se propone la definición formal de la unidad “grès du Turbón” de Souquet (1967). La denominación “San Martín Formation” propuesta formalmente por Mey *et al.* (1968) se considera históricamente abandonada.
- Margas y calizas arenosas. Unidad de uso informal definida en la sección del Embalse de Escales. Es equivalente a las unidades M8 (margas con *Planomalina buxtorfi*) y G4 de Peybernès (1976), y al miembro M de Garrido-Megías y Ríos (1972). Su aplicabilidad cartográfica en áreas fuera de la sección del Embalse de Escales está por probar. Las razones para potenciar su uso son que presenta una facies pelágica distintiva, se halla intercalada entre barras de calizas, lo que la hace potencialmente cartografiable y la presencia de *P. buxtorfi*, especie significativa en la biozonación del Vraconiense.
- Formación de Calizas de Aulet. Definida formalmente por Mey *et al.* (1968) como “Aulet Limestone Formation”. Estos autores tomaron el nombre de las “calcaires de la Sierra de Aulet” de Souquet (1967). Garrido-Megías usa indistintamente los nombres “calizas de Escales” y “calizas de Aulet” por lo que se considera que esta última denominación está mejor establecida en la media.
- Nivel rojo de La Selva de Bonança. Corresponde al “niveau rouge de la Selva de Bonansa” de Mongin *et al.* (1983). Estos autores han tomado el término geográfico de Dalloni (1910). Es un nivel condensado de facies distintivas y con una fauna de ammonites vraconienses que le confiere importancia biostratigráfica. Su uso como unidad informal está bien establecido en la literatura.
- Formación de Margas de Sopeira. Definida formalmente por Mey *et al.* (1968) como “Sopeira Marl Formation”. La traducción de este nombre ha sido seguida por todos los autores posteriores.

UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS CON AREA TIPO, O PRESENTES EN PONT DE SUERT

	Dallon (1910)	Misch (1934)	Souquet (1957)	May et al. (1958)	Garrido-Magias (1989) Cartografía 1:50000	Garrido-Magias (1973)	Peybernes (1976)	Souquet et Peybernes (1991)	ESTE TRABAJO (2002)	
CENOMANIENSE	SUP.	Marga Concharnaisense	Marnes à Echinides	Sopelia marl	Margas de Sopelia	Margas de Sopelia	Marnes de Sopelia	Marnes de Sopelia	Formación de Margas de Sopelia	
	MED.									
INF.	Figura de la selva De Bonansa	Caliza de Oholinas	C. F. ⁽¹⁾ Gres du Turbon	Limestone Formation Z. Saint Martin Z. Edamaban	Calizas de Escaltes	Calizas de Auliet	Calcaires de la Sierra d'Auliet	Calcaires de la Sierra d'Auliet	Formación de Calizas de Auliet	
	VRAC	Calcaires à <i>Caprinula bovisy/</i> et marnes noires à Oholines	Margas en formation lignifères	Marnes noires	Margas con Oholinas	Margas negras con Lignito	Marnes noires el marro-calcaires de San Martin	Marnes noires el marro-calcaires de San Martin	Formación de Calizas de Turbon Formación de Calizas de Peggà	
ALBIENSE	SUP.	Calcaires zoogènes	Calcaires Urgoniens	Lusa Mar ⁽²⁾	G ₄ ^m	G ₄ ^r	M6	M6	Formación de Margas de San Martin	
	MED.									
INF.	Calcaires à <i>Toucasia</i> <i>saemranderensis</i>	Caliza Urgoniana	Calcaires Urgoniens	Prada Limestone ⁽²⁾ Horizonte de Margas	Calizas "Urgoniense"	Calizas	Calcaires de San Roque	Calcaires de San Roque	Formación de Calizas de San Roque	
APTIENSE	Calcaire gré à <i>Balanites</i> <i>Semiparacerasites</i> et <i>Exopora squida</i>									
	BARREMIENSE	Calcaire à <i>Toucasia</i>								
NEOCOMIENSE										
JURASICO										
	Grupo de Tres Ponts ⁽²⁾									

(1) C. F. Calcaires ferrugineux à Oholines plates du niveau de la Selva de Bonansa. (2) Area tipo en Orgny

Fig. 1.8. Correlación entre las unidades litostratigráficas del Cretácico inferior usadas por distintos autores en Pont de Suert.

UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS DEFINIDAS EN LA SERIE DEL EMBALSE DE ESCALES (Rio Ribagorça)

	Mey et al. (1968)	Garrido y Rios (1972)	Schroeder (1973)	Peybernès (1976)		ESTE TRABAJO (2002)
93.5 + 0.2 Sup.						
Med.						
inf.	Sopeira Marl Formation	Margas de Sopeira (Miembro O)	Margas de Sopeira	Marnes de Sopeira		Formación de Margas de Sopeira
98.9 + 0.6			Calizas de Esgales	Calcaires ferrugineux Sup. à Orb.	Calcaires de la Sierra d'Aulet	Formación de Calizas de Aulet
Vrac	Aulet Orbitoline- Limestone Formation	Calizas de Esgales (Miembro N)	Unidad Litológica 5		U ₉	
			Unidad Litológica 4		G ₄	
Sup.	Llusà Marl Formation	Miembro M	Unidades Litológicas 2 y 3	Marnes à <i>Planomalina buxtorfi</i>		margas y calizas arenosas
		Miembro L	Unidad Litológica 1	Marnes et Calcaires ferrugineux Inférieurs à Orbitolines		Fm de Areniscas del Turbón
				Marnes noires à Ostrocodes		Formación de Calizas de Pegá

Fig. 1.9. Correlación entre las unidades litostratigráficas del Cretácico inferior usadas por distintos autores en la sección tipo del Embalse de Esgales (río Noguera Ribagorçana, Pont de Suert).

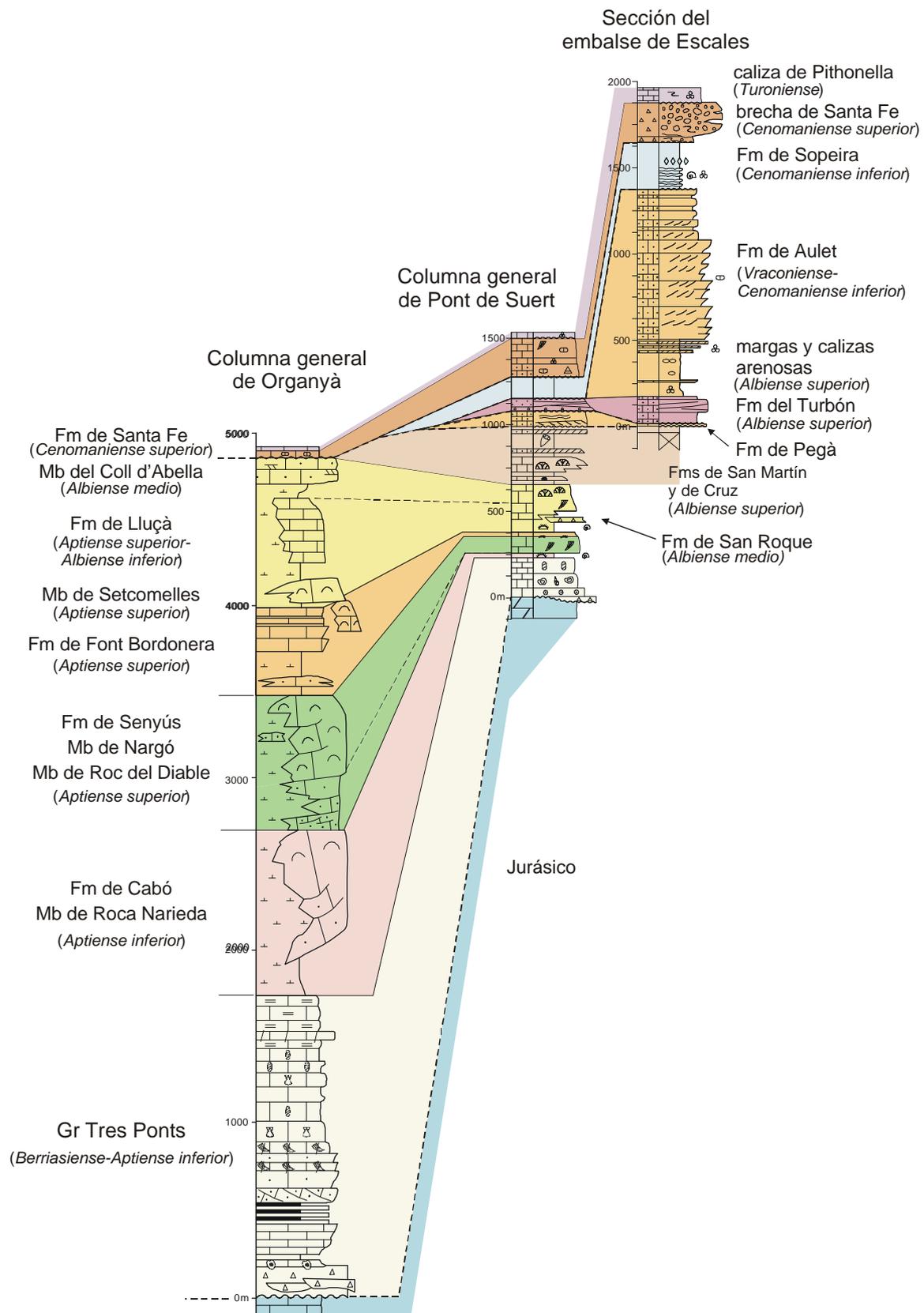


Fig. 1.10. Correlación de unidades litostratigráficas en tres columnas representativas del Cretácico inferior de la lámina cabalgante de Bóixols.

Unidades biostratigráficas

Ammonítidos, foraminíferos plantónicos y foraminíferos bentónicos representados principalmente por los orbitolínidos, son los grupos de fósiles más útiles para la biostratigrafía y correlación del Cretácico inferior de la lámina cabalgante de Bóixols. Otros grupos menos relevantes son las algas, ostrácodos, braquiópodos, calpionéllidos y rudistas. La figura 1.11. muestra las especies biostratigráficas significativas presentes en las formaciones y el cuadro de la figura 1.12 reúne las principales zonas biostratigráficas sobre la escala de tiempo y la cronostratigrafía de Gradstein *et al.* (1995).

Ammonítidos

Los diversos autores que han recogido ammonites en el área de estudio los han referido a biozonaciones distintas: Martínez (1982 a,b) y Bernaus (1995) usan una biozonación no especificada de ammonites boreales, Souquet *et al.* (1985) usan la escala de Thieuloy (?), y Peybernès (1976) refiere los ejemplares recogidos a las escalas de Breistroffer (1963), Casey (1961) y a las resoluciones del "Colloque sur le Cretacé inférieur de Lyon" (1963, 1965). Con el objetivo de conformar estos datos a la escala de tiempo de Gradstein usada en este trabajo, ha sido necesario correlacionar todas estas escalas con la biozonación boreal de ammonites de Rawson, 1983 y Hancock, 1991 y con la zonación de Hardenbol *et al.* (1998). Las claves de esta correlación se encuentran en los trabajos de Erba (1996), Hart, Amedro y Owen (1996), Tröger y Kennedy (1996) y Hoedemaker *et al.* (1993).

El registro documentado por ammonítidos es discontinuo, la zona de *Jacobi-Grandis* de edad Berriasiense inferior, ha sido reconocida en la parte inferior de la Formación del Barranc de la Fontanella (Peybernès y Oertli, 1972), pero el resto del Neocomiense-Barremiense está caracterizado por facies someras y carece de ammonites. Las principales ocurrencias se hallan en el Aptiense y Albiense, en las formaciones de Cabó y de Lluçá y en el "Nivel rojo de la Selva de Bonansa". La Formación de Cabó, contiene una fauna rica del Aptiense inferior perteneciente a las zonas de *Deshayesites forbesi* (Peybernès y Souquet, 1973; Martínez, 1982a) y *D. deshayesi* (Martínez, 1982a; Bernaus, 1995), con una repartición vertical que permite acotar razonablemente el límite de zonas en la serie estratigráfica. La Formación de Lluçá contiene ammonítidos del Aptiense superior y Albiense inferior, correspondiendo la fauna más rica al Clansayesiense, con una asociación de especies afines a la fauna del Mediterráneo occidental (Martínez, 1979). No existe una zonación de detalle debido a que los ejemplares se han recolectado en localidades separadas y nunca se han situado en una secuencia estratigráfica. Peybernès (1976) ha identificado las zonas de *Nolani*, *Rubricosus*, *Anglicus* y *Tardefurcata*, mientras que Martínez (1982a) determina una asociación característica del Aptiense superior sin poder diferenciar biozonas. Ambos autores coinciden en que las zonas se encuentran mezcladas posiblemente por condensación (*sic*), ya que no hay muestras de retrabajamiento.

El resto del Albiense inferior y el Albiense medio no están caracterizados por ammonites, debido a la existencia de biofacies más someras. La zona de *Inflatum* del Albiense superior se ha identificado en el área de Pont de Suert en base a un ejemplar de *Mortoniceras inflatum* SOW descrito por Dalloni (1910). Este dato ha sido incorporado sin criticismo en la biozonación de Peybernès (1976) y Souquet y Peybernès (1991), sin embargo hay que señalar que la formación estratigráfica donde Dalloni recolectó el ejemplar es incierta y la determinación misma es dudosa considerando que Dalloni (1930) cita también *M. inflatum* en Bóixols donde el Albiense superior se ha probado inexistente. La zona de *Stoliczkaia dispar*, que marca la parte alta del Albiense superior o Vraconiense está bien representada por la fauna del nivel rojo de la Selva de Bonansa (Dalloni, 1910; Mongin *et al.*, 1983), mientras que la primera zona del Cenomaniense, zona de *Mantelliceras mantelli*, se ha reconocido en la base de la Formación de Sopeira en la serie dilatada del embalse de Escales. Desafortunadamente las limitaciones de la biofacies en la serie del embalse de Escales impiden que el límite Albiense-Cenomaniense pueda ser caracterizado por ammonites.

Fm del Pont de La Torre	<i>Calpionella alpina</i> ⁽¹⁾ , <i>Crassicolaria parvula</i> ⁽¹⁾ , <i>Tintinnopsella gr. carpathica</i> ⁽¹⁾
Fm del Barranc de La Fontanella	<i>Pseudosubplanites</i> ⁽¹⁾ , <i>Calpionella alpina</i> ⁽¹⁾ , <i>Tintinnopsella gr. carpathica</i> ⁽¹⁾ , <i>Keramosphaera allobrogensis</i> ⁽¹⁾ , <i>Pseudotextulariella courtionensis</i> ⁽¹⁾⁽²⁾ , <i>Feurtillia frequens</i> ⁽¹⁾⁽²⁾ , <i>Pseudocyclammina lituus</i> ⁽¹⁾⁽²⁾ , <i>Rectocyclammina arrabidensis</i> ⁽²⁾ , <i>Trocholina alpina</i> ⁽²⁾ , <i>T. elongata</i> ⁽²⁾ , <i>T. delphinensis</i> ⁽²⁾ .
Fm de Hostal Nou	<i>Zergabriella embergeri</i> ⁽⁹⁾ , <i>Valdanchella miliani</i> ⁽¹⁾⁽⁹⁾ , <i>Pf. neocomiensis</i> ⁽¹⁾⁽⁹⁾ , <i>Montsalevia ? sp.1</i> ⁽⁸⁾ , <i>Choffatella pyrenaica</i> ⁽¹⁾⁽²⁾ , <i>Everticyclammina sp.</i> ⁽¹⁾⁽²⁾ , <i>Pseudotextulariella salevensis</i> ⁽¹⁾ , <i>Montsalevia salevensis</i> ⁽²⁾ , <i>Pfenderina sp. 1</i> ⁽¹⁾ , <i>Paracoskinolina pfenderae</i> ⁽¹⁾ , <i>Nautiloculina cretacea n. sp.</i> ⁽¹⁾ , <i>Trocholina cherchiai</i> ⁽²⁾ , <i>Trocholina molesta</i> ⁽²⁾ , <i>Eclusia cf. moutyi</i> ⁽²⁾ , <i>Citaella ? favrei</i> ⁽²⁾ , <i>Haplophragmoides joukowski</i> ⁽²⁾ , <i>Protocythere helvetica</i> ⁽¹⁾ , <i>Dolocytheridea wohlburgi</i> ⁽¹⁾ , <i>Macroporella embergeri</i> ⁽¹⁾ , <i>Goniolina minima</i> ⁽¹⁾ , <i>Pseudoactinoporella fragilis</i> ⁽¹⁾ , <i>Salpingoporella muehlbergii</i> ⁽¹⁾ , <i>Actinoporella podolica</i> ⁽¹⁾ , <i>Likanella? danilovae</i> ⁽¹⁾
Fm de Prada	<i>Paleodictyoconus cuvillieri</i> ⁽²⁾⁽⁹⁾ , <i>Valserina bronnninmani</i> ⁽²⁾⁽⁸⁾⁽⁹⁾ , <i>V. primitiva</i> ⁽²⁾⁽⁸⁾ , <i>Eygalierina sp.</i> ⁽⁹⁾ , <i>Eopalorbitolina charollaisi</i> ⁽²⁾⁽⁹⁾ , <i>Paracoskinolina sunnilandensis</i> ⁽¹⁾⁽²⁾⁽⁹⁾ , <i>Paracoskinolina maynci</i> ⁽⁹⁾ , <i>Paleodictyoconus actinostoma</i> ⁽¹⁾⁽²⁾⁽⁸⁾⁽⁹⁾ , <i>Paracoskinolina hispanica</i> ⁽²⁾⁽⁹⁾ , <i>Cribellopsis neoelongata</i> ⁽⁹⁾ , <i>Palorbitolina lenticularis</i> ⁽¹⁾⁽²⁾⁽⁹⁾ , <i>P. turbinata</i> ⁽²⁾⁽⁸⁾ , <i>Trocholina odukpaniense</i> ⁽⁹⁾ , <i>Nautiloculina cretacea</i> ⁽⁹⁾ , <i>Orbitolinopsis flandrini</i> ⁽⁸⁾ , <i>O. subkiliani</i> ⁽⁸⁾ , <i>Praedictyorbitolina simplex n. sp.</i> ⁽⁸⁾ , <i>Neotrocholina friburgensis</i> ⁽⁹⁾ , <i>Urgonina protuberans</i> ⁽¹⁾ , <i>Paleodictyoconus cuvillieri-barremianus</i> ⁽¹⁾ , <i>Praereticulinella cuvillieri</i> ⁽¹⁾⁽²⁾ , <i>P. pertenuis</i> ⁽¹⁾ , <i>Choffatella decipiens</i> ⁽¹⁾⁽²⁾ , <i>Pfenderina globosa</i> ⁽¹⁾ , <i>Orbitolinopsis sp.</i> ⁽¹⁾⁽²⁾ , <i>Hedbergella delrioensis</i> ⁽⁹⁾ , <i>H. sigali</i> ⁽⁹⁾ , <i>Pachytraga paradoxa</i> ⁽⁹⁾ .
Fm de Cabó	<i>Deshayesites forbesi</i> ⁽¹⁾ , <i>D. kiliani</i> ⁽¹⁾⁽³⁾ , <i>D. deshayesi</i> ⁽³⁾⁽⁴⁾ , <i>Roloboceras hambrowi var. subnodosa</i> ⁽¹⁾ , <i>D. multicosatus</i> ⁽³⁾⁽⁴⁾ , <i>Leupoldina cabri</i> ⁽⁴⁾⁽⁶⁾ , <i>Hedbergella hagni</i> ⁽⁶⁾ , <i>Biticinella subbreggiensis</i> ⁽⁶⁾ , <i>Globigerinoides</i> ⁽⁴⁾
Fm de Senyús	<i>Hedbergella gorbachikae</i> ⁽⁶⁾ , <i>Orbitolina (M) parva</i> ⁽¹⁾⁽²⁾ , <i>O. (M) texana</i> ⁽¹⁾⁽²⁾⁽⁵⁾ , <i>O. (M) subconcava</i> ⁽²⁾⁽⁵⁾ , <i>O. (M) minuta</i> ⁽¹⁾⁽²⁾ , <i>Simplorbitolina cf. manasi</i> ⁽¹⁾ , <i>Pseudocyclammina hedbergi</i> ⁽¹⁾ , <i>Polyconites verneuili</i> ⁽¹⁾ , <i>Pseudotoucasia santanderensis</i> ⁽¹⁾ .
Fm de Font Bordonera	<i>O. (M) texana</i> ⁽⁷⁾ , <i>O. (M) subconcava</i> ⁽⁷⁾ , <i>Agardhiellopsis cretacea</i> ⁽⁷⁾ , <i>Exogira aquila</i> ⁽¹⁾ .
Fm de Lluçá	<i>Gargasicerias gargasensis</i> ⁽³⁾ , <i>Hypacanthoplites rubricosus</i> ⁽¹⁾ , <i>H. anglicus</i> ⁽¹⁾ , <i>H. sigmoidalis</i> ⁽¹⁾ , <i>H. milletioides</i> ⁽¹⁾ , <i>H. aff. elegans</i> ⁽¹⁾ , <i>Nolanicerias nolani var. subrectangulata</i> ⁽¹⁾ , <i>Beudanticeras (uhligella) rebouli</i> ⁽³⁾ , <i>Puzosia gr. quenstedti</i> ⁽³⁾ , <i>Uhligella boussaci</i> ⁽¹⁾⁽³⁾ , <i>Ticinella roberti</i> ⁽⁷⁾ , <i>Simplorbitolina manasi</i> ⁽¹⁾
Mb del Coll d'Abella	<i>Simplorbitolina manasi</i> ⁽¹⁾ , <i>S. conulus</i> ⁽¹⁾ , <i>Hensonina lenticularis</i> ⁽¹⁾ , <i>Ovalveolina reicheli</i> ⁽¹⁾ , <i>Coskinolinella daguini</i> ⁽¹⁾ , <i>Sabaudia minuta</i> ⁽¹⁾ , <i>Agardhiellopsis cretacea</i> ⁽¹⁾ , <i>Paraphyllum primaevum</i> ⁽¹⁾

Fuente de datos en: (1) Peybernès (1976), (2) García-Senz et al.(1995), (3) Martínez (1982), (4) Bernaus (1995), (5) Schöllhorn (1992), (6) Schwenke (1993), (7) Bachmann (1994) y Bachmann y Willems (1996), (8) Becker (1999), (9) Bernaus (2000).

Fig. 1.11. Principales asociaciones de fauna reconocidas en las unidades estratigráficas del Cretácico inferior de Organyà.

Foraminíferos plantónicos

Se ha empleado como escala estandar la biozonación de Robaszynski y Caron (1995) establecida en localidades mediterráneas y calibrada con la zonación de ammonites de Hardenbol *et al.* (1996) y Thierry *et al.* (1996). Las zonas reconocidas por los autores de la Universidad de Bremen, M. Schwenke y M. Bachmann, están referidas originalmente a la calibración de Haq *et al.* (1988) y han debido de ser conformadas al nuevo estandar.

La distribución de foraminíferos plantónicos en el Cretácico inferior de la lámina de Bóixols es por el momento muy incompleta, se han identificado sólo cinco zonas y todas ellas en el extenso intervalo Barremiense superior-Albiense. La parte superior de la Formación de Prada se ha asignado a la zona de *Globigerinelloides blowi* (Bernaus *et al.*, 2000). La Formación de Cabó ha sido asignada a las zonas de *Globigerinelloides blowi* (Bernaus, 1995) y *Leupoldina cabri* (Bernaus, 1995; Schwenke, 1993), la primera coexistiendo con ammonites de la zona de *D. deshayesi*. La zona de *H. gorbachikae* está presente en la parte media de la Formación de Senyús (Schwenke, 1993), mientras que la zona suprayacente de *T. bejaouensis* ocurre en una serie de calizas y margas correlacionables con la parte media de la Formación de Lluçá (Bachmann y Willems, 1996). Remarquemos que en la escala de Robaszynski y Caron la biozona de *H. gorbachikae* ha sido reemplazada por la de *Planomalina cheniourensis*, con el mismo FAD pero con una zona de rango total más breve. Al igual que ocurriera con la distribución de ammonites, la mayor parte del Albiense no está caracterizado por foraminíferos plantónicos, sólo se ha identificado la zona de *Planomalina buxtorfi* (Garrido-Megías, 1973; Peybernès, 1976), con un rango total que marca estrictamente el Vraconiense.

Foraminíferos bentónicos

Los foraminíferos bentónicos son muy abundantes y diversos en las facies de plataforma y talud, siendo el grupo de los orbitolínidos el más importante desde su aparición como formas primitivas en el Valanginiense hasta las formas evolucionadas del Albiense superior y su ulterior desaparición en el Cenomaniense. Entre las biozonaciones locales elaboradas con datos del área de estudio se encuentran la de foraminíferos de Peybernès (1976) para el conjunto del Cretácico inferior, las zonaciones de orbitolínidos para el Albiense superior de Souquet *et al.* (1973) y Schroeder (1973) y las distribuciones de organismos béticos para el Hauteriviense-Barremiense de Becker (1999) y Bernaus (2000).

En este trabajo se han adoptado las siguientes escalas (Fig. 1.12):

- Para el intervalo Berriasiense-Valanginiense se usa la distribución de faunas de Caus *et al.* (1990), que sigue la distribución y la cronostratigrafía establecida por Arnaud y Arnaud-Vanneau (1991) en los Alpes occidentales.
- Para el intervalo Hauteriviense-Barremiense existen dos zonaciones con diferencias muy significativas en la atribución cronostratigráfica. Clavel *et al.* (1995) han propuesto una biozonación de orbitolínidos en el Jura suizo en la que se asigna una edad Hauteriviense terminal-base del Barremiense a la zona de *Valserina broennimanni*, mientras que para Arnaud y Arnaud-Vanneau (1991) el rango de esta especie caracteriza al Barremiense superior. Otro punto en litigio de la escala de Clavel y colaboradores es la atribución a la parte alta del Hauteriviense superior de la zona de intervalo entre la aparición de *Valserina primitiva* y la aparición de *Valserina broennimanni*. La distribución de faunas y cronostratigrafía de Becker (1999) en Organyà sigue la escala de Clavel *et al.* (1995) mientras que Bernaus (2000) sigue la de Arnaud y Arnaud-Vanneau (1992). En esta tesis se adoptan con cautela las conclusiones de Bernaus en espera de la resolución del problema.
- Para el Aptiense y el Albiense se emplea la biozonación de Peybernès (1976). En esta escala, la longitud de las zonas es desigual, con una buena resolución en el Aptiense y el Albiense superior y una

precisión pobre para el intervalo Albiense inferior y medio, representado por la extensa zona de *Simplorbitolina conulus*. Este hecho limita las posibilidades de datación de las formaciones de plataforma en el área de Pont de Suert. El Albiense superior está mejor caracterizado por orbitolínidos. Su base se sitúa en la aparición de *Neorbitolinopsis conulus* en la Formación de Margas de San Martín. Para el resto del Albiense se aplican las zonaciones esencialmente similares propuestas por Schroeder (1973), Bilotte *et al.* (1974) y Souquet *et al.* (1973). En ambas zonaciones el límite Albiense-Cenomaniense ocurre en el interior de la Formación de Aulet, aunque su posición estratigráfica es más baja en la elaborada por Schroeder que en la de Souquet y colaboradores. En este trabajo el límite entre el Cretácico inferior y el superior se sitúa en la aparición de las primeras especies del género *Prealveolina*.

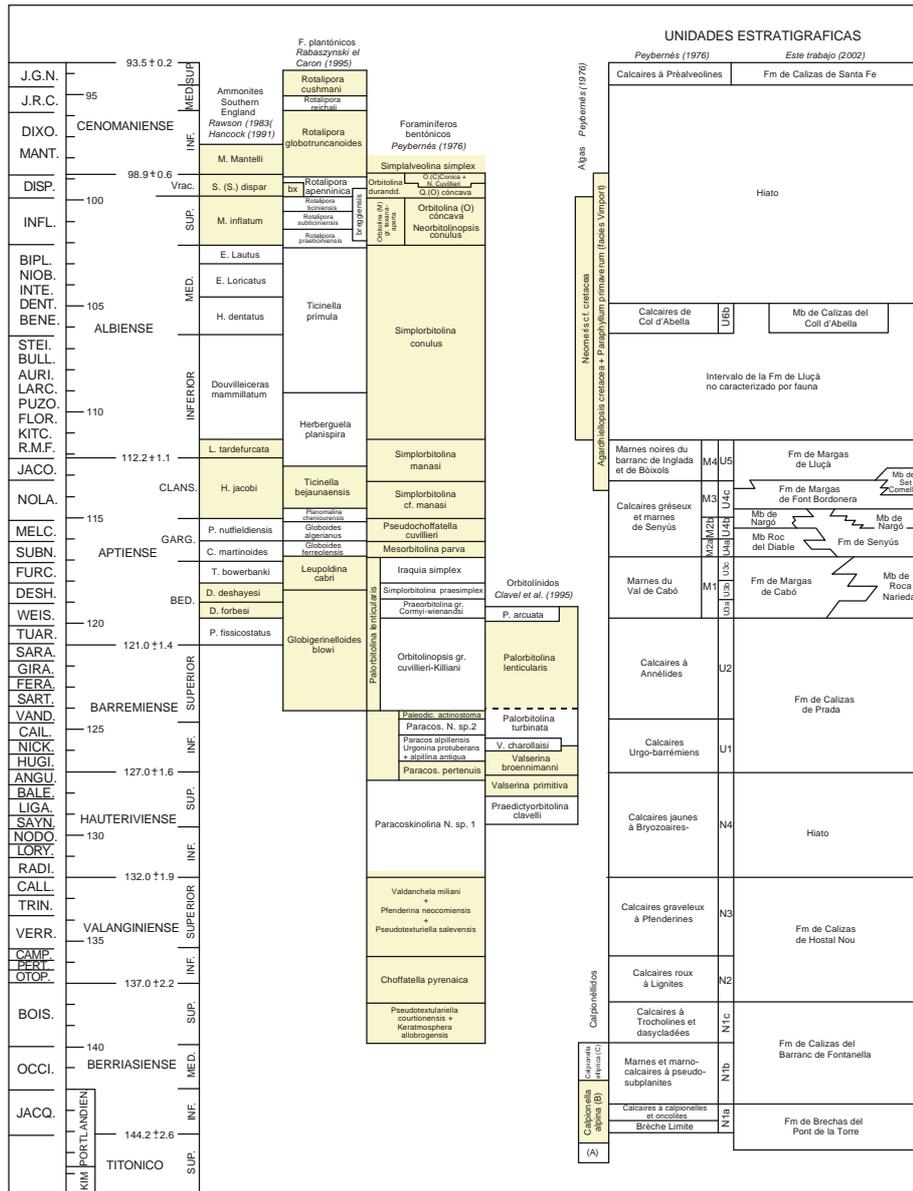


Fig. 1.12. Escala cronostratigráfica de Gradstein *et al.* (1995) con las biozonaciones estandar de ammonítidos y foraminíferos plantónicos publicada en Robaszynsky et Carón (1995). Se ha añadido la biozonación de ammonites de Rawson (1983) y Hancock (1991) con zonas más afines a las encontradas en el Cretácico inferior de los Pirineos y las biozonaciones locales de foraminíferos bentónicos de Peybernés (1976) para el Pirineo y de Clavel *et al.* (1995) para el Jura. En sombreado se muestran las zonas reconocidas.