
Capítulo 2 ESTRATIGRAFIA DEL CRETACICO INFERIOR DE ORGANYA

2.1 VISION GENERAL

Los sedimentos del Cretácico inferior del área de Organyà están comprendidos entre la discordancia próxima al límite Titónico-Berriasiense y la discordancia Pre-Santa Fe o cenomaniense. La columna sedimentaria tiene un espesor de 4654 metros en el centro de la cuenca, aunque en lateral se superponen hasta 4862 metros (Fig. 2.1). El Aptiense es el piso mejor representado con diferencia, mientras que el Valanginiense y el Hauteriviense se caracterizan por series delgadas, incompletas o inexistentes. Se distinguen dos ciclos mayores de relleno: el ciclo Berriasiense-Aptiense inferior, formado principalmente por calizas de plataforma somera y el ciclo Aptiense inferior-Albiense medio, dominado por margas hemipelágicas flanqueadas por calizas arrecifales.

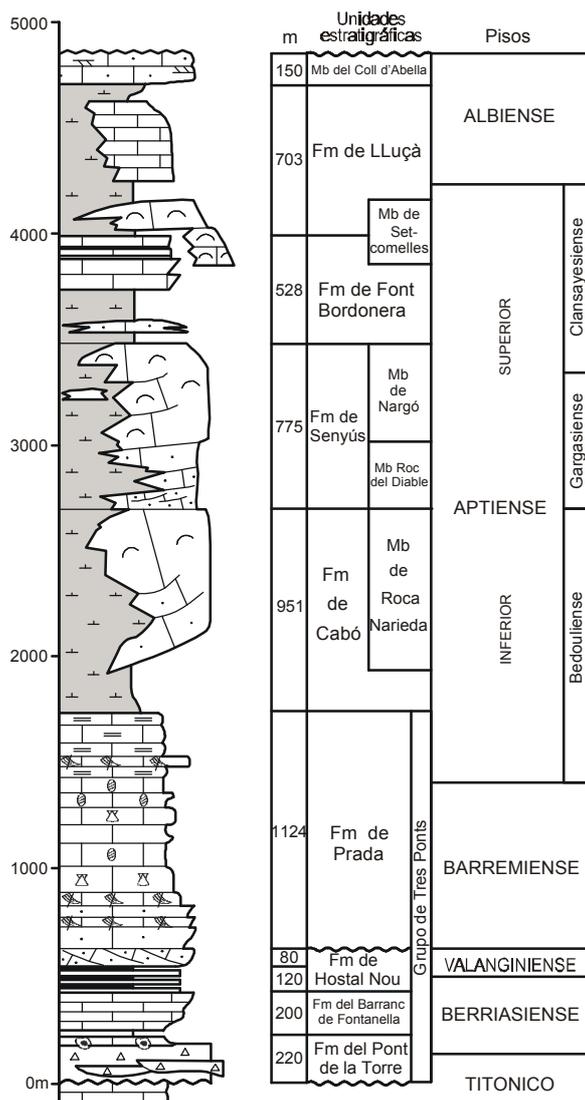


Fig. 2.1. Columna estratigráfica sintética del Cretácico inferior de Organyà. La representación del Aptiense integra el margen sur y el centro de la cuenca

Las variaciones laterales de espesor y la distribución de las formaciones del Cretácico inferior se han estudiado a partir de 25 secciones estratigráficas (Fig. 2.2) integradas en dos paneles de correlación ortogonales (Fig. 2.3). El panel N-S muestra que las secuencias del Berriasiense-Aptiense inferior se hallan confinadas en el centro de la cuenca mientras que las secuencias del Aptiense superior-Albiense se han

depositado tanto en el centro como en el margen sur. El panel O-E muestra que los sedimentos del Cretácico inferior incrementan su espesor de forma progresiva hacia el este y que la sección longitudinal de la cuenca es asimétrica.

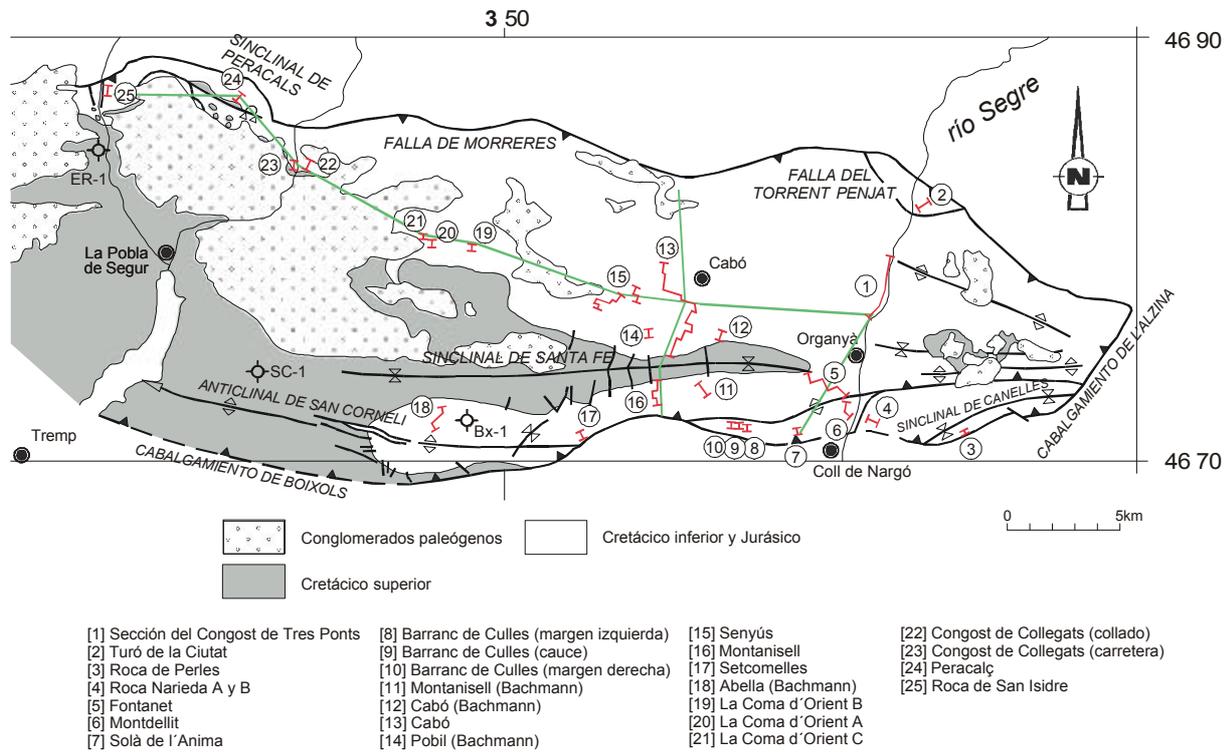
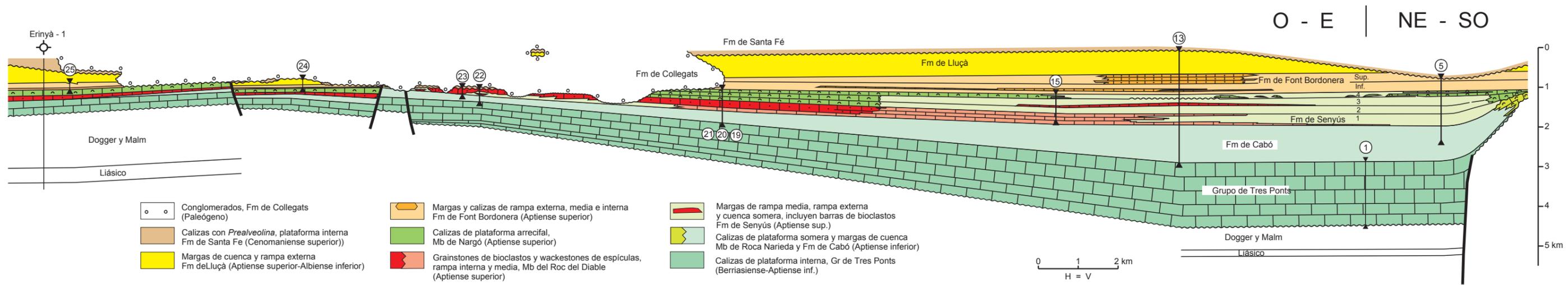
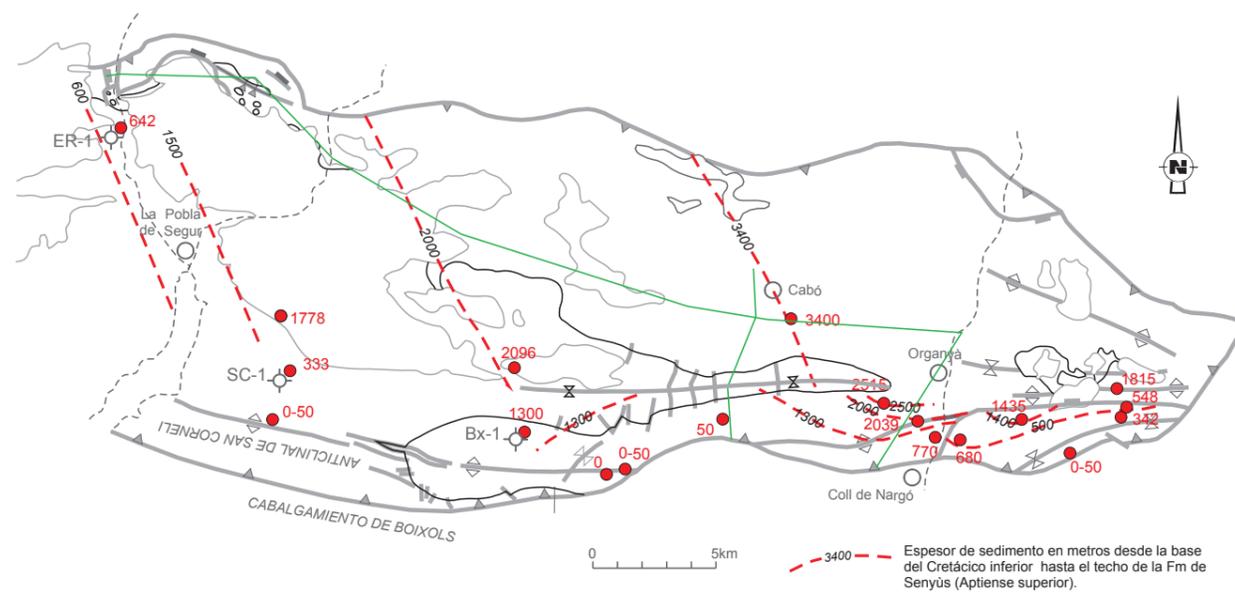


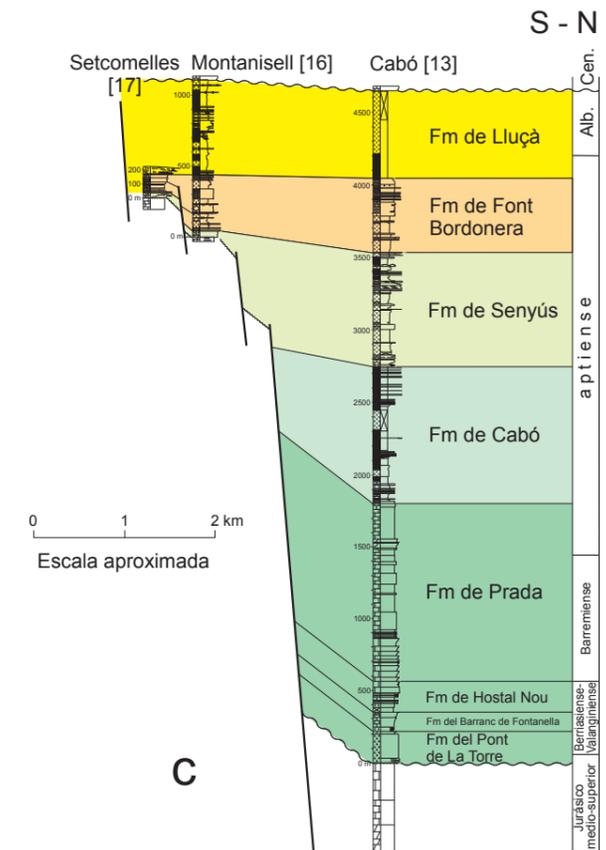
Fig. 2.2. Situación de las secciones estratigráficas medidas y de los paneles de correlación de la figura 2.3.



b



a



c

Fig. 2.3. a.- Isópacas del intervalo Berriasiense-Aptiense superior (techo de la Fm de Senyús); b.- Perfil estratigráfico E-O que muestra el incremento progresivo de espesor del Cretácico inferior hacia el este y la asimetría a lo largo del eje de la cuenca de Organyà; c.- Perfil estratigráfico N-S mostrando el confinamiento en el fondo de la cuenca de las secuencias sedimentarias del Berriasiense-Aptiense inferior y la expansión de los sedimentos del Aptiense superior-Albiense.

2.2 LA DISCORDANCIA DE LA BASE DEL CRETACICO

La serie jurásica de la lámina cabalgante de Bóixols presenta variaciones importantes de espesor. Estas variaciones son debidas a la distribución espacial de la subsidencia durante el Jurásico superior, a una discordancia interna de edad Bathoniense (Delmas *et al.* 1971) y de forma más significativa a la erosión asociada a la formación de la discordancia de la base del Cretácico inferior. Este último hecho se evidencia al comparar en un mapa la distribución de espesores del Jurásico respecto de la geometría del relleno de la cuenca de Organyà (Fig. 2.4). En este mapa los cambios más importantes de espesor del Jurásico se producen en dirección norte-sur. El Dogger-Kimmeridgiense del Turó de La Ciutat está reducido a unos 130 metros, que contrastan con los 600 metros de Dogger-Titónico de la serie contigua del Congost de Tres Ponts (Figs. 2.5, 2.6). El Jurásico de los afloramientos adyacentes al cabalgamiento de Bóixols se halla erosionado a menos de 100 metros, incrementándose de nuevo hacia el sur a 643 metros en el sondeo Isona-bis.

El mapa de subsuelo de la figura 2.4 muestra con claridad que la superficie de discordancia está cubierta por formaciones del Cretácico inferior cada vez más modernas hacia el sur. El Berriasiense cubre al Jurásico en el flanco norte del sinclinal de Santa Fé, con un límite meridional en el subsuelo que indica una paleotopografía rectilínea bajo la discordancia, mientras que el Aptiense del flanco sur del sinclinal se apoya sobre una paleotopografía compleja. Este patrón refleja la geometría del sistema de fallas extensivas y bloques basculados del margen de la cuenca de Organyà, un tema que será desarrollado en el Capítulo 6.

Edad de la discordancia

El inicio de la erosión de los carbonatos del Jurásico se ha establecido en localidades donde el hiato es mínimo como la sección del Congost de Tres Ponts (Peybernès y Oertli, 1972; Garrido-Megías, 1973). En estas localidades, las calizas bajo la discordancia contienen *Anchispirocyclina lusitanica* atribuida al Titónico y los primeros estratos datados, a 200 metros sobre la discordancia, contienen calpionéllidos del intervalo Titónico superior-Berriasiense inferior. Con estos datos, Peybernès (1976) sitúa la edad de la discordancia en el límite Jurásico-Cretácico y Garrido-Megías y Ríos-Aragües (1972) en el Titónico terminal. En el margen sur de la cuenca la componente no-deposicional extiende el hiato hasta el Aptiense superior

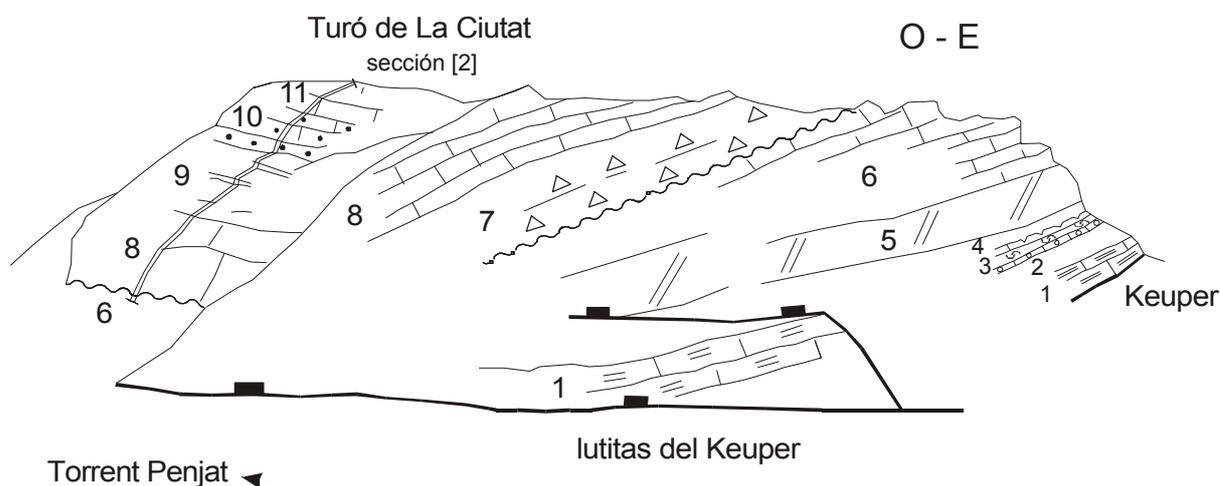


Fig. 2.6. El Turó de la Ciutat contiene un Jurásico muy erosionado bajo la discordancia de la Base del Cretácico. Esta sección reducida contrasta con la serie completa del Congost de Tres Ponts situada inmediatamente al sur. 1.- calizas laminadas (Aalenense); 2.- margas con una intercalación de calizas con radiolas de equínidos (Aalenense); 3.- lumaquela de *Gryphaea sublobata* y calcarenitas, a techo suelo endurecido (Aalenense); 4.- lutitas lateríticas "margas de Pont de Suert" (Bathoniense superior); 5.- dolomías (Oxfordiense superior-Kimmeridgiense); 6.- calizas micríticas, Kimmeridgiense; 7.- brechas (Fm del Pont de la Torre, Berriasiense); 8.- calizas (Fm del Barranc de Fontanella, Berriasiense); 9.- limos y calcarenitas limosas (Fm de Hostal Nou, unidad A, Berriasiense terminal-Valanginiense); 10.- areniscas y calizas bioclásticas (Fm de Hostal Nou, unidad B, Valanginiense); calizas bioclásticas blancas con rombos de dolomías (Fm de Hostal Nou, unidad C, Valanginiense). Para situación ver la figura 2.4.

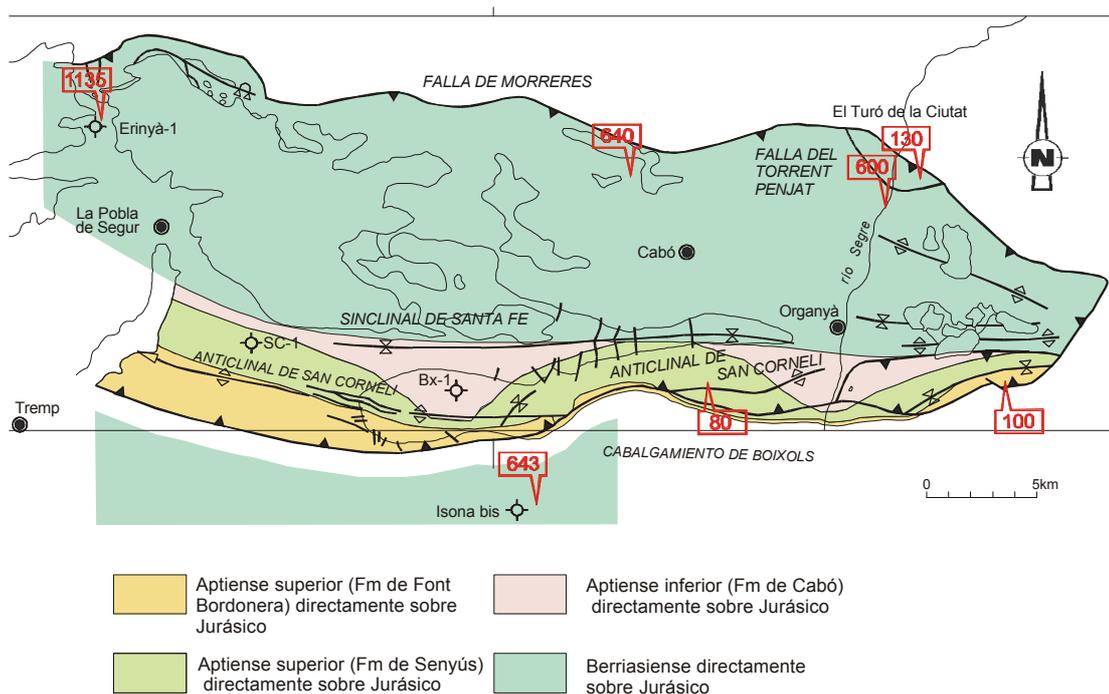


Fig. 2.4. a.- Isópacos del intervalo Berriasiense-Aptiense superior (techo de la Fm de Senyús); b.- Perfil estratigráfico E-O que muestra el incremento progresivo de espesor del Cretácico inferior hacia el este y la asimetría a lo largo del eje de la cuenca de Organyà; c.- Perfil estratigráfico N-S mostrando el confinamiento en el fondo de la cuenca de las secuencias sedimentarias del Berriasiense-Aptiense inferior y la expansión de los sedimentos del Aptiense superior-Albiense.

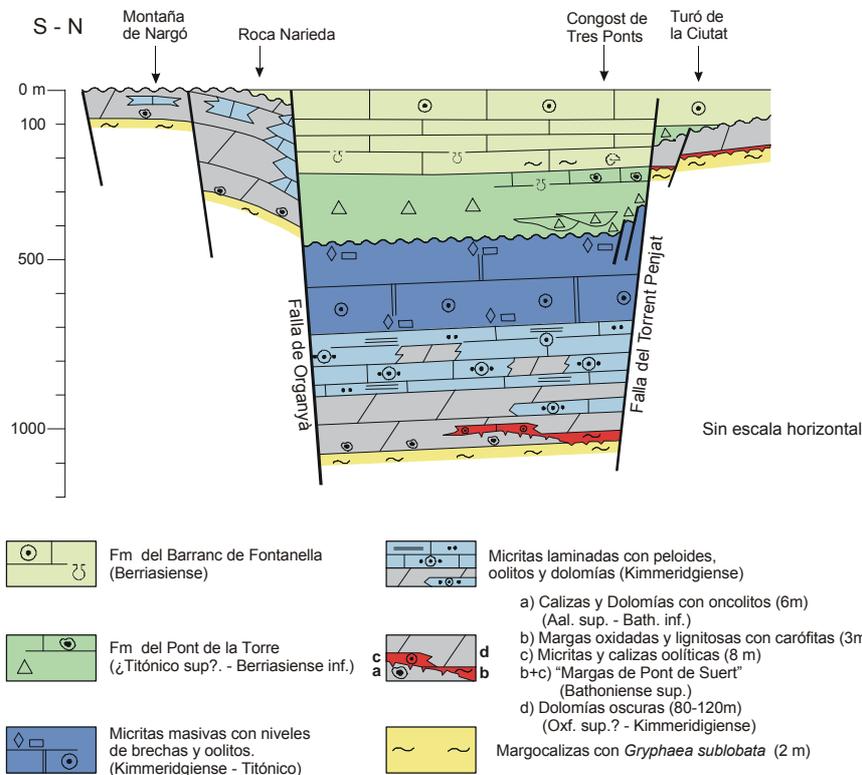


Fig. 2.5. Truncación de la serie jurásica bajo la discordancia de la Base del Cretácico en el bloque inferior de fallas normales que limitan la cuenca de Organyà. A destacar que el desplazamiento de las fallas normales casi duplica al espesor del Cretácico inferior acumulado.

2.3 ESTRATIGRAFIA DEL BERRIASIENSE – APTIENSE INFERIOR

Grupo de Tres Ponts

Su área tipo es la Serra de Prada, relieve calizo constituido por un monoclinal con un buzamiento hacia el SSO de unos 50 grados en el flanco norte del sinclinal de Santa Fe y que forma una importante cuesta sobre la Vall de Cabó. La Serra de Prada está incidida transversalmente por los ríos Segre y Noguera Pallaresa en los congostos de Tres Ponts y de Collegats, donde se localizan las principales secciones estratigráficas (Fig. 2.7).

El Grupo de Tres Ponts se compone de cuatro formaciones cuyo espesor se reduce hacia el ONO siguiendo la dirección de las capas, desde 1745 metros en el Congost de Tres Ponts (río Segre) a 670 metros en Collegats (río Noguera Pallaresa) y unos 375 metros en el río Flamisell, estos últimos medidos en el sondeo Erinyà-1 (Fig. 2.3b). Hacia el sur, el Grupo de Tres Ponts termina bruscamente en el subsuelo contra una de las fallas maestras que limitan la cuenca de Organyà (Fig. 2.3c). Las cuatro formaciones que conforman el

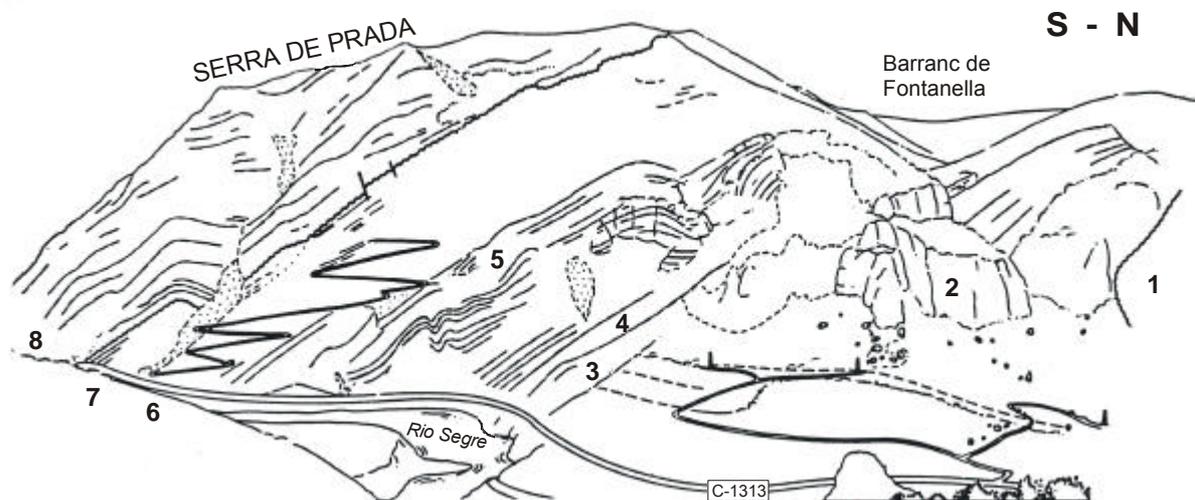


Fig. 2.7. Panorámica del Congost de Tres Ponts desde la carretera a Montan (modificado de Berástegui *et al.*, 1990). 1: Calizas del Titónico; 2 y 3: Brechas y calizas con oncolitos (Fm del Pont de La Torre, ¿Titónico sup?-Berriasiense inf.); 4, 5: Margas con ammonites y calizas con *trocholina* (Fm del Barranc de Fontanella, Berriasiense medio-sup.); 6: Calizas, areniscas siltosas y margas con lignito (Fm de Hostal Nou, unidad A, Berriasiense terminal-Valanginiense); 7: Calizas bioclásticas y areniscas con estratificación cruzada (Fm de Hostal Nou, unidades B y C, Valanginiense); 8: Calizas con orbitolinas, rudistas y carófitas (Fm de Prada, Barremiense- Aptiense inf.).

grupo han sido estudiadas en sucesión vertical, pero se conoce poco de sus variaciones laterales, cuyo esclarecimiento requeriría la correlación detallada de numerosas secciones. Casi todo el conocimiento que tenemos se basa en la sección del Congost de Tres Ponts (Fig. 2.8), cuyo espesor, facilidad de acceso y riqueza en microfósiles permite el estudio biostratigráfico detallado. Ha sido estudiada por Garrido-Megías (1973), Peybernès (1976), Giménez (informe interno no publicado), Caus *et al.* (1990), Becker (1999) y Bernaus (2000). Los datos biostratigráficos indican que las tres formaciones inferiores (Pont de la Torre, Barranc de Fontanella y Hostal Nou) están separadas de la superior (Prada) por una paraconformidad que conlleva un hiato de tiempo de una duración que varía según los autores.

Formación de Brechas del Pont de La Torre

El nombre geográfico ha sido tomado del Pont de la Torre, construido sobre el río Segre en el cruce de la carretera C1313 con la carretera LV-4001. El puente se sitúa aproximadamente en el contacto entre las calizas jurásicas y la base de la unidad. La sección tipo es la Sección del Congost de Tres Ponts [1]*, con

afloramiento parcial en el talud de la carretera C1313 y en el corte de la carretera que sube a Montan de Tost. Las coordenadas UTM de la base son X: 363.70; Y: 4.679.42 y las del techo son X: 363.45; Y: 4.678.70. Una sección complementaria es la serie de la Guardia d'Ares-Cabó, descrita por Garrido-Megías (1973).

* Los números entre corchetes como [1] hacen referencia a lo largo de toda esta tesis a las secciones estratigráficas incluidas en el Anexo y/o en los perfiles estratigráficos intercalados como figuras.

Características distintivas y definición de límites

Formación de color gris, masiva y mal estratificada que consiste predominantemente en brechas de clastos de calizas y dolomías con cemento calcáreo. El límite inferior es un contacto litológico neto y erosivo entre las brechas de esta formación y las calizas micríticas o dolomías del Jurásico superior. Si la sucesión está completa, el límite superior es un contacto litológico neto entre calizas con oncolitos y capas de margocalizas pertenecientes a la Formación del Barranc de Fontanella. Más comúnmente es un contacto entre brechas y calizas. Aunque la Formación de Brechas del Pont de La Torre se diferencia con claridad de las formaciones encajantes, su reconocimiento puede estar oscurecido por brechas de pendiente de edad paleógena adosadas a paleorelieves. Es el caso de las vertientes del río Segre y de la superficie de erosión que corona la Serra de Prada.

Dimensiones, forma y relaciones regionales

El espesor máximo, de unos 220 metros en las secciones del Congost de Tres Ponts y la Guardia d'Ares-Cabó, se reduce hacia el oeste (unos 20 metros en el Congost de Collegats), hacia el este (escasos metros en La Vansa), hacia el norte (0-40 metros en el Turó de La Ciutat) y hacia el sur (0 metros en el anticlinal de San Corneli). Los cambios de espesor pueden ser bruscos coincidiendo con fallas como el observado entre las secciones del Congost de Tres Ponts y del Turó de la Ciutat.

Sección del Congost de Tres Ponts

La Formación del Pont de La Torre se compone de una unidad inferior de brechas coronada por una unidad superior de caliza con oncolitos (Figs 2.8 y 2.12).

- Unidad de brechas. Tiene unos 200 metros de espesor. La superficie irregular que trunca las calizas del Titónico está cubierta por brechas desorganizadas de estratificación difusa, con clastos de hasta 75 cm de diámetro de la misma composición que el sustrato (calizas "mudstones" laminadas, dolomías y grainstones oolíticos), cementados por carbonato. Lateralmente hacia el sur pasan en pocas decenas de metros a brechas canalizadas, capas de turbiditas y laminitas. Estas facies pueden observarse en buenas condiciones en el talud de la carretera C1313, junto al Pont de La Torre (Fig. 2.9). La mitad inferior (unos 4 m) muestra un paquete de brechas de textura clastosoportada y sin organización, que pasa en lateral de forma caótica a capas centimétricas gradadas de gravas, arenas y limos con laminación paralela (laminitas rítmicas). Son frecuentes las estructuras de carga en las bases e infrecuente la laminación ripple. Contienen esporádicos cantos de tamaño errático "dropstones". Algunas capas han experimentado rotaciones posiblemente durante su compactación por pérdida de fluidos. El afloramiento del talud de la carretera termina con un nuevo canal de brechas con relleno masivo y base muy incisa con paleocorrientes orientadas ESE-OSO. La parte alta de la unidad son unos 60 metros de brechas aparentemente sin organización que afloran en los túneles de la carretera a Montan de Tost, tectónicamente brechificadas y con una carstificación subactual intensa.
- Unidad de calizas con oncolitos. Tiene un espesor de unos 20 metros (Peybernès, 1976; Caus *et al.*, 1990) y 60 metros según Garrido-Megías (1973). Está formada por calizas con grandes oncolitos entre una matriz de micrita oscura con calpionélidos. Los oncolitos envuelven foraminíferos, principalmente *Koskinobullina socialis* y *Pseudocyclammina cf. lituus*.

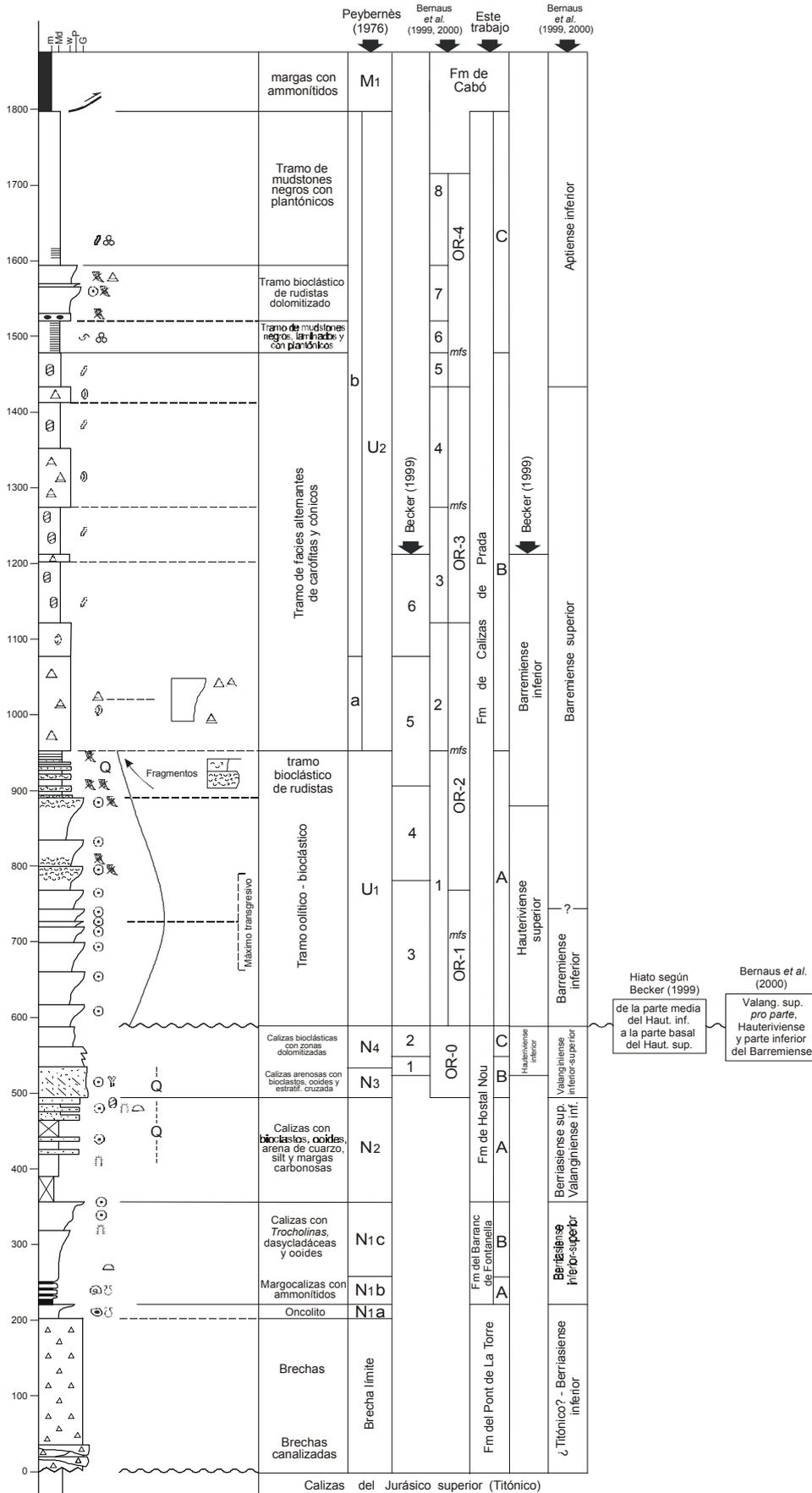


Fig. 2.8. Sección tipo de las formaciones que componen el Grupo de Tres Ponts mostrando los tramos litológicos, unidades estratigráficas, secuencias deposicionales y cronostratigrafía de distintos autores. Congost de Tres Ponts, río Segre. Modificada de J. Giménez (no publicada).

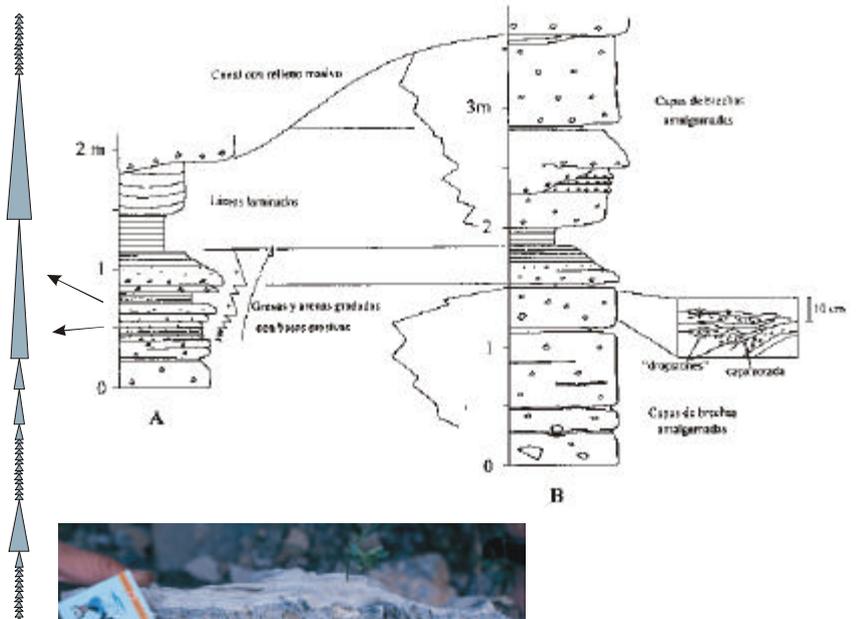
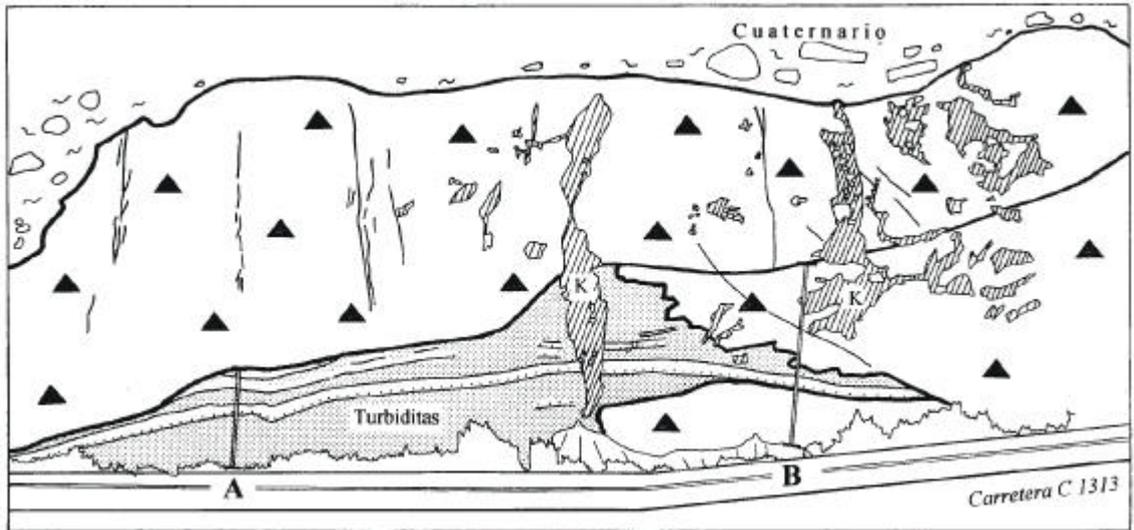


Fig. 2.9. Canales amalgamados de brechas sin estructura interna erosionando a capas de turbiditas y laminitas. A y B son secciones de detalle, K son rellenos kársticos recientes. Tramo basal de la Fm del Pont de La Torre en el talud de la carretera C1313 junto al Pont de la Torre, río Segre (dibujo a partir de una fotografía). La fotografía grande muestra numerosas secuencias gradadas centimétricas a milimétricas que caracterizan las laminitas rítmicas. A destacar la deformación por carga en las bases con inyección de limo (lupa de escala). La foto pequeña muestra una capa de brechas de clastos calizos con gradación normal poco marcada. Están cubiertas en contacto brusco por laminitas de arena muy fina

Análisis de facies

Los bloques sobre la superficie de discordancia que trunca al Jurásico se interpretan como roca alterada del sustrato y derrubios de pendiente tapizando el perfil del talud costero. Las brechas sin estructura son las facies volumétricamente más importantes y se interpretan como depósitos proximales de abanico submarino, con fuerte pendiente y transportados por procesos de *debris flow*. La asociación de brechas canalizadas sin organización, turbiditas y laminitas indica procesos de sedimentación por corrientes de turbidez y decantación en las plumas que se forman en la cresta de los flujos densos de clastos (Fig. 2.10).

Un modelo de sedimentación de las brechas en taludes submarinos formados al pie de escarpes de fallas normales parece admisible sobre la evidencia de la truncación del Jurásico y la reducción brusca del espesor de brechas que se observa en el bloque inferior de la falla del Torrent Penjat (ver Fig. 2.4). Las calizas con oncolitos y calpionélidos que cubren las brechas se sedimentaron en un medio marino abierto con influencia pelágica, posiblemente cuando los escarpes de falla estaban totalmente degradados. Los oncolitos son característicos de aguas someras y la mezcla con calpionélidos sugiere que se hallan resedimentados.

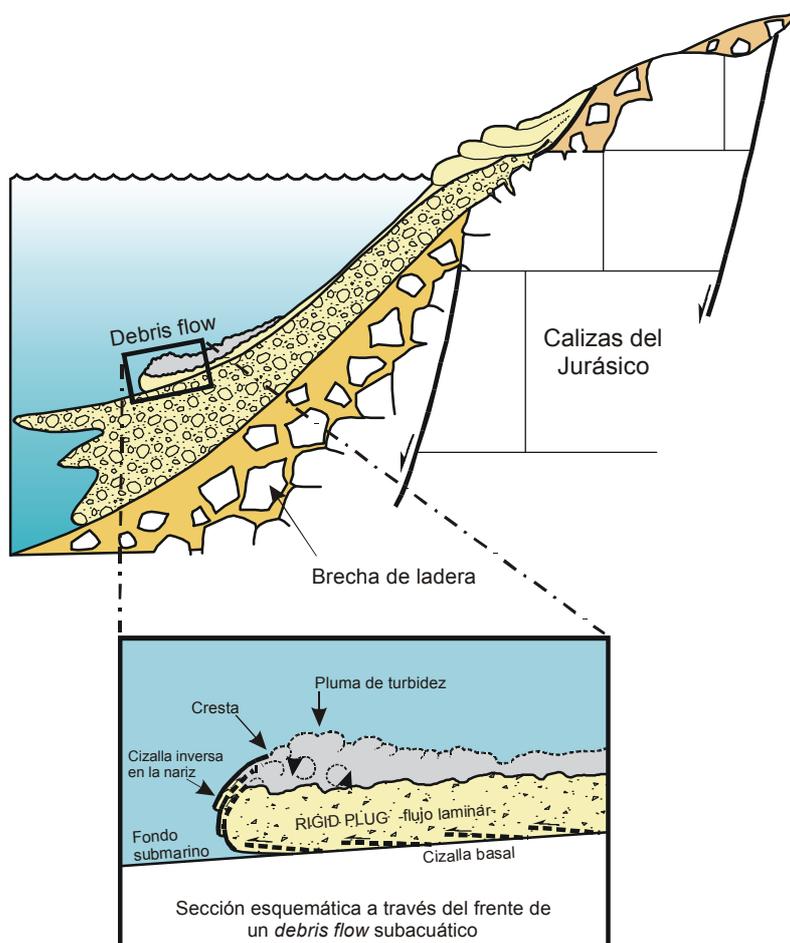


Fig. 2.10. Interpretación de las facies de brechas como depósitos gravitatorios de pendiente, *debris flow* y turbiditas depositados en un talud submarino sobre escarpes de falla degradados. Modificado del modelo de Smith (1986) para el relleno de un lago en un cráter volcánico.

Edad y correlación

Las calizas jurásicas bajo la discordancia contienen *Anchispirocyclus lusitanica* atribuida al Titónico. Las facies de brechas no contienen fauna determinante, pero sí la unidad de calizas con oncolitos donde Peybernès y Oertli (1972) han determinado *Calpionella alpina*, *Crassicolaria parvula*, *Crassicolaria sp. (gr. intermedia?)* y *Tintinnopsella carpathica*, pertenecientes a la zona de *Calpionella alpina* (B), del

intervalo Titónico superior-Berriasiense inferior.

En otros sectores de la cuenca del Cretácico inferior hay niveles de brechas de edad equivalente o más reciente que la descrita. En la Serra del Montsec se han reconocido varios niveles de brechas atribuidos al intervalo Berriasiense-Valanginiense por su posición estratigráfica o su contenido en fauna (Garrido y Ríos, 1972; Peybernès, 1976) y en el área de Pont de Suert hay un nivel de brechas de edad Neocomiense (Cap. 4.3).

Formación de Calizas del Barranc de Fontanella

El nombre geográfico deriva del Barranc de Fontanella que desemboca en la margen derecha del río Segre a nivel del Pont de La Torre. La sección tipo es la sección del Congost de Tres Ponts [1], en el talud de la carretera C1313. Las coordenadas UTM de la base son X: 363.70; Y: 4.679.42 y las del techo son X: 363.50; Y: 4.678.25. Otras secciones complementarias son La Guardia de Ares-Cabó (Garrido-Megías, 1973), el corte de Collegats (Garrido-Megías, 1973; Peybernès, 1976) y la sección del Turó de La Ciutat [2].

Características distintivas y definición de límites

La litología dominante son calizas grises agrupadas en paquetes que producen escarpes en el relieve. Se reconocen en panorámica por su estratificación en capas planoparalelas de espesor regular (Fig. 2.11). Está limitada inferiormente por la Formación del Pont de La Torre y superiormente por la Formación de Hostal Nou. El límite inferior en el Congost de Tres Ponts es un contacto litológico neto entre calizas con oncolitos y capas de margas. En el Turó de La Ciutat las citadas margas basales están ausentes y las capas de calizas que caracterizan a la parte media de la Formación del Barranc de Fontanella yacen sobre un depósito delgado de brechas o directamente sobre las dolomías del Jurásico (Figs. 2.5, 2.6). El límite superior es un contacto litológico neto entre calizas oscuras ricas en micrita y calizas limosas de coloración ocre, ricas en trozos de ostreidos.



Fig. 2.11. Calizas “mudstones” con característica estratificación regular en capas continuas. Unidad B, tramo 1 de la Formación del Barranc de la Fontanella en la sección tipo de Tres Ponts, río Segre.

Dimensiones, forma y relaciones regionales

El espesor máximo, de unos 200 metros, se alcanza en las series del Congost de Tres Ponts y la Guardia de Ares-Cabó. De estas localidades hacia el noroeste, el espesor se reduce progresivamente siguiendo la dirección de las capas hasta 95 m en la serie del Congost de Collegats y pocas decenas de metros en la Serra de Peracalç. Al norte de la sección del Congost de Tres Ponts se han medido 84 metros en el Turó de La Ciutat. La Formación del Barranc de Fontanella está ausente en el bloque inferior de la falla de Organyà, exceptuando un afloramiento aislado en la montaña de Roca Narieda (Fig. 2.21).

Sección del Congost de Tres Ponts [1]

El espesor de la Formación del Barranc de Fontanella varía considerablemente según los autores. Se ha citado un espesor de 235 metros (García-Senz *et al.*, 1995), 160 m (Peybernès, 1976), 254 m (Garrido-Megías, 1973). En la sección de la figura 2.8 se representa un espesor de 150 metros, calculado a partir de datos cartográficos y que nos parece más significativo. Sin embargo para evitar problemas de posicionamiento de la fauna, se sigue aquí la descripción de García-Senz y colaboradores (Fig. 2.12), con las siguientes unidades:

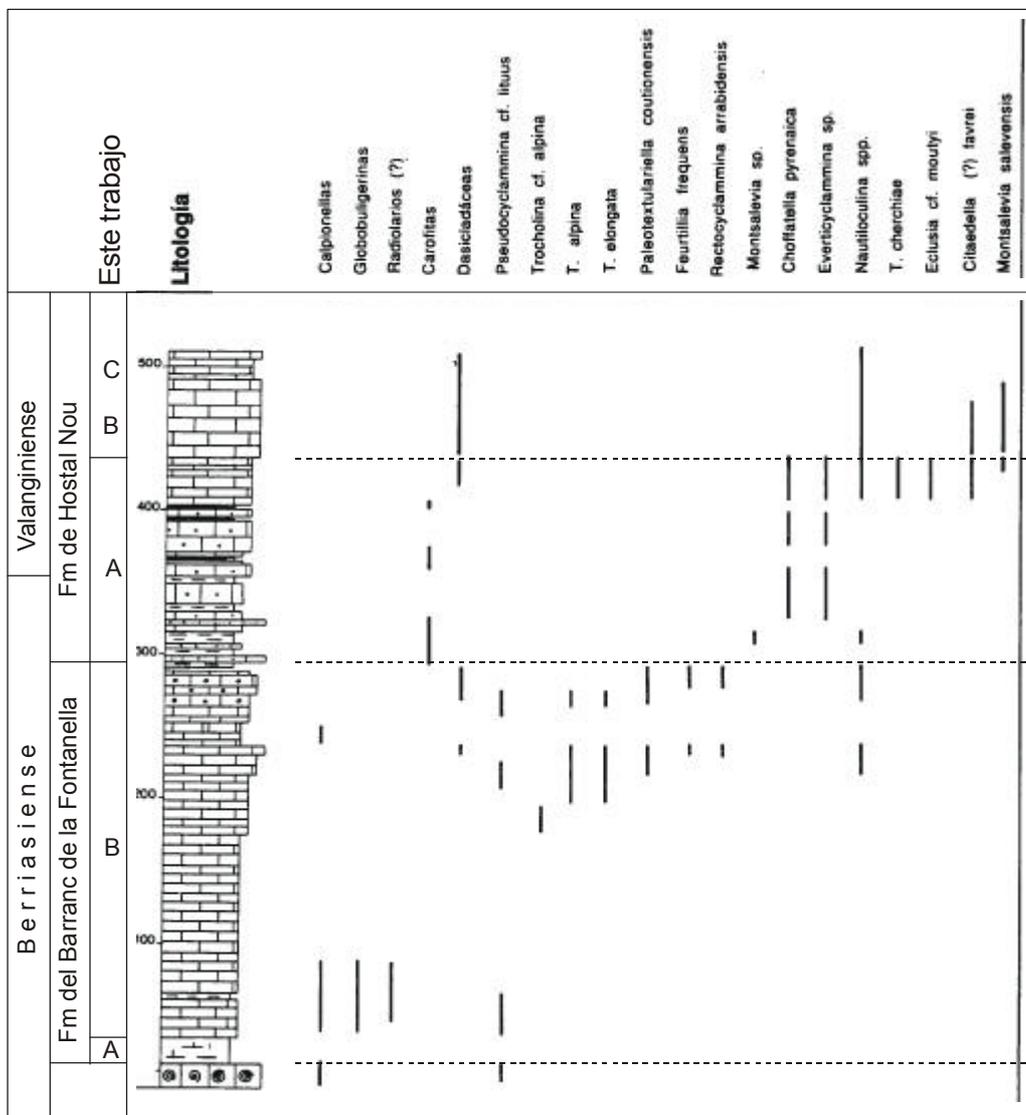


Fig. 2.12. Distribución de la fauna, principalmente foraminíferos bentónicos, en las formaciones del Barranc de la Fontanella y de Hostal Nou (sección tipo de Tres Ponts, río Segre) (García Senz *et al.*, 1995).

- Unidad A: 15 metros de espesor divididos en 10 metros de margas oscuras con ammonites del género *Pseudosubplanites* (Peybernès y Oertli, 1972), seguidas de 5 metros de margas y margocalizas gris-amarillentas. El contacto con el tramo siguiente es gradacional, pero está tectónicamente fracturado en bandas de cataclasitas.

- Unidad B: unos 220 metros de espesor subdivididos en: 1) 140 metros de calizas oscuras “mudstones” de grano muy fino, bien estratificadas en capas separadas por interbankos centimétricos de margas (Fig. 2.11). Contienen Globobuligerinas, protoconchas de ammonítidos, radiolarios?, algunos calpionélidos y abundantes ostrácodos. En la base del tramo, Peybernès y Oertli (1972) citan *Calpionella alpina*, *Tintinnopsella carpathica* y varias especies de ostrácodos; 2) 40 metros de calizas organizadas en un ciclo granocreciente desde wackestones de grano fino en la base a packstones y grainstones oolíticos hacia el techo. La parte inferior contiene *Trocholina* cf. *alpina*, *Pseudocyclammina lituus* y *Everticyclammina*(?). En la parte intermedia son abundantes *Trocholina alpina* y *T. elongata* y hacia la parte superior el contenido faunístico aumenta, apareciendo además de los trocolínidos citados anteriormente, *Rectocyclammina arrabidensis*, *Feurtillia frequens*, *Pseudotextulariella courtionensis*, *Trocholina delphinensis* y fragmentos de dasycladáceas; 3) 40 metros de calizas, formando un nuevo ciclo granocreciente, desde calizas “mudstones” de grano fino con escasa fauna a packstones-wackestones que intercalan capas delgadas de grainstones oolíticos. El techo es un suelo endurecido ferruginoso poco desarrollado. La fauna es igual a la del ciclo anterior.

Sección del Turó de La Ciutat [2]

Sólo está presente la unidad B. Consiste en 84 metros de calizas "wackestones y mudstones" con trocholinas y dasycladáceas, que intercalan capas aisladas de grainstones oolíticos con los ooides dispuestos en láminas milimétricas granoclasificadas separadas por láminas milimétricas de micrita. Se correlacionan con los tramos 2 y 3 de la serie del Congost de Tres Ponts.

Afloramiento de Roca Narieda

Dos afloramientos aislados de 2 metros de espesor máximo, se encuentran en la montaña de Roca Narieda en frente del Pont de l’Espia (Fig. 2.21). Sobre las dolomías del Jurásico superior hay una brecha con clastos jurásicos (dolomías de grano fino y grainstones de bioclastos rodados y oolitos) mezclados con clastos de wackestones de *Andersenolinas* de posible edad Berriasiense. Encima yace un delgado nivel de calizas con *Andersenolinas* cubierto por las calizas aptienses que forman la pared de la Roca Narieda. Aunque la edad Berriasiense de las *Andersenolinas* necesita una confirmación rigurosa, este afloramiento sugiere que el paleorelieve de las dolomías del Jurásico se halla tapizado por brechas que pueden tener una edad más reciente que la Brecha del Pont de La Torre.

Análisis de facies

La sucesión vertical muestra una tendencia somerizante, con enriquecimiento progresivo en carbonato y reemplazamiento de la fauna pelágica de plataforma externa por fauna de trocolínidos y algas dasycladáceas características del margen y de la parte interna de la plataforma. En esta última, predominan facies ricas en micrita depositadas en zonas protegidas sin influencia del oleaje. Las esporádicas láminas milimétricas de grainstones oolíticos que se intercalan entre la micrita se interpretan como ooides transportados por tormentas desde *shoals*. La brecha de base del afloramiento de Roca Narieda con clastos del sustrato jurásico se interpreta como depósitos de paleoescarpes en una costa rocosa.

Edad y correlación

Siguiendo a Peybernès (1976) la fauna de ammonítidos presente en la unidad A de la sección del Congost de Tres Ponts se atribuye a la zona de *Jacobi-Grandis* del Titónico terminal-Berriasiense basal. Los calpionélidos de la base de la unidad B corresponden al Berriasiense inferior y quizás medio. La fauna de foraminíferos bentónicos de la unidad B, tramos 2 y 3, indica una edad Berriasiense medio-superior.

Un contenido faunístico similar ha sido descrito también por Peybernès (1976) en la unidad de “Calcaires à Trocholines y Dasycladacées” de la Serra del Montsec y por García-Senz (en prensa, det. E. Caus) en la parte inferior del Grupo de Tres Ponts en el área de Pont de Suert (Capítulo 4.3).

Formación de Calizas de Hostal Nou

La sección tipo es la sección del Congost de Tres Ponts [1] en el talud de la carretera C1313 y en la pista que asciende al Capell Solá. Las coordenadas UTM de la base son X: 363.50; Y: 4.678.25 y las del techo son X: 363.50; Y: 4.677.52. Otras secciones complementarias son La Guardia de Ares-Cabó (Garrido-Megías, 1973), Collegats (Garrido-Megías, 1973; Peybernès, 1976) y el Turó de La Ciutat [2].

Características distintivas y definición de límites

Su parte inferior se compone de capas gruesas de calizas con bioclastos, oolitos, arena y limo, separadas por interbancos de margas. Forma una ladera en el relieve. Su parte superior, formada por calizas bioclásticas con cuarzo y areniscas con estratificación cruzada se confunde en panorámica con el escarpe de la Formación de Prada suprayacente. El límite inferior con la Formación del Barranc de Fontanella es generalmente un contacto neto entre calizas oscuras ricas en micrita y limos-calizas limosas ricas en fragmentos de ostreidos. El límite superior con la Formación de Prada es una paraconformidad entre calizas detectada por micropaleontología (Salas y Martín, 1988; Caus *et al.*, 1990). Sobre el terreno se aprecia un cambio de calizas bioclásticas grises o blancas con briozoos, algunos corales, abundantes foraminíferos bentónicos y zonas con crecimiento de rombos de dolomía a calizas con dasycladáceas, fragmentos de rudistas, oolitos y orbitolínidos primitivos.

Dimensiones, forma y relaciones regionales

El espesor máximo, de 213 metros en la sección del Congost de Tres Ponts, se reduce progresivamente hacia el noroeste (unos 100 m en Collegats) y hacia el norte (178 m en el Turó de La Ciutat) y de forma más brusca hacia el sur (0 m en el anticlinal de San Corneli).

Sección del Congost de Tres Ponts [1]

Tiene 213 metros de espesor divididos en tres unidades (Figs. 2.8 y 2.13):

- Unidad A. Tiene unos 135 metros de espesor. La parte inferior, parcialmente cubierta, está formada por calizas micríticas de color claro, que Peybernès (1976) define como supralitorales. Encima hay calizas con una importante fracción de limo y partículas carbonosas, areniscas y calizas bioclásticas con arena de cuarzo, dasycladáceas, oolitos ferruginizados y fragmentos de ostreidos. Forman ciclos somerizantes que se inician por packstones y terminan por calizas con interbancos de margas carbonosas con carófitas, ostrácodos y dientes de peces litorales.
- Unidad B. 40 m de grainstones con estratificación cruzada ricos en arena de cuarzo. Contienen oolitos, abundantes foraminíferos y fragmentos esqueléticos gruesos de lamelibranquios, briozoos y dasycladáceas.
- Unidad C. 40 m de packstones y grainstones arenosos con delgados interbancos de calizas margosas y zonas dolomitizadas con rombos de dolomía automorfa (Peybernès, 1976). Contienen briozoos, abundantes foraminíferos bentónicos, dasycladáceas, codiaceas, fragmentos de equínidos y corales.

Listas de microfauna se encuentran en Peybernès (1976), Caus *et al.*(1990), García-Senz *et al.* (1995), Becker (1999) y Bernaus (2000).

Sección del Turó de la Ciutat [2]

Esta sección, de 121 metros de espesor, ofrece un afloramiento continuo sin tramos cubiertos. El techo ha sido erosionado por el relieve actual.

- Unidad A. (75 m). Se compone de numerosas secuencias negativas que gradan desde limos con bioclastos, principalmente ostreidos, a calcarenitas con componentes ferruginizados de grano fino a medio, cuarzo, foraminíferos, oolitos, y algas dasycladáceas. El techo de casi todas las secuencias está marcado por superficies erosivas ferruginizadas y perforadas, totalizando catorce superficies de abrasión. Entre el metro 55 y el metro 64 hay una intercalación de wackestones grises con carófitas y dasycladáceas.
- Unidad B. (46 m). Se inicia por areniscas finas y medias que intercalan algún banco de rudistas (requiénidos) y una capa de oolitos finos. Encima hay capas métricas de grainstones en dos conjuntos separados por 3 metros de areniscas ocreas de grano grueso con estratificación cruzada. Los grainstones se componen de bioclastos ferruginizados, briozoos, algas verdes, trozos de rudistas, foraminíferos y cuarzo en proporción variable, el techo de algunos paquetes está ferruginizado y bioturbado, reconociéndose siete parasecuencias que terminan en superficies de discontinuidad sedimentaria.
- Unidad C. (57 metros de espesor mínimo). Está formada por dolomías y calizas con crecimientos de rombos de dolomita. Las calizas son packstones con bioclastos e intraclastos rodados de color blanco, algas dasycladáceas, miliólidos, trozos de rudistas y algún coral.

Análisis de facies

La unidad A se interpreta como facies de bahía costera con subambientes de pequeños deltas mareales donde se acumularon las arenas con mezcla de bioclastos, oolitos y cuarzo; y subambientes de *lagoon* costero donde se depositaron los limos bioclásticos, las margas carbonosas con carófitas y los wackestones grises con carófitas. En este contexto, los ciclos negativos corresponden a secuencias de somerización que terminan con la formación de canalizaciones y costras ferruginosas endurecidas en las capas de calcarenitas.

Los pequeños biostromas de requiénidos y las capas de areniscas finas y medias que forman la base de la unidad B, se interpretan como facies de ambiente protegido, posiblemente un *lagoon* costero, y en consecuencia se consideran transicionales con la unidad A infrayacente. Los grainstones y areniscas gruesas con estratificación cruzada se depositaron en la parte alta del *shoreface* y se interpretan como facies transgresivas que progradan sobre la llanura mareal, gradando en vertical a las calizas de la unidad C conforme avanza la transgresión.

Vista en conjunto, la Formación de Hostal Nou es una sección condensada formada por múltiples parasecuencias donde parte del registro falta por erosión y/o no deposición.

Edad y correlación

La fauna de foraminíferos y ostrácodos de la unidad A de la sección del Congost de Tres Ponts indica según Peybernès (1976) y Caus *et al.* (1990) una edad Berriasiense terminal-Valanginiense.

Los foraminíferos bentónicos de las unidades B y C determinan según Caus *et al.*(1990) una edad Valanginiense. Bernaus (2000) concreta esta atribución en base a la presencia de *Zergabriella embergeri*, *Valdanchela miliani*, *Pfenderina neocomiensis* y *Eclusia moutyi*. Para Becker (1999) esta unidad es todavía Hauteriviense inferior debido a la presencia de *Montsalevia* sp. 1.

Peybernès (1976) correlaciona la Formación de Hostal Nou con la unidad de “Calcaires lithographiques à Plantes et Vertébrés de la Pedrera de Rubies” en la Serra del Montsec tomando como argumentos su posición estratigráfica y la asociación de ostrácodos existente. En el área de Pont de Suert, la Formación de Hostal Nou se correlaciona con parte del Grupo de Tres Ponts, atribuido al intervalo Berriasiense-Aptiense inferior.

Formación de Calizas de Prada

Toma el nombre de la Serra de Prada. La sección tipo es la sección del Congost de Tres Ponts siguiendo el talud de la carretera C1313. Las coordenadas UTM de la base son X: 363.50; Y: 4.677.52 y las del techo son X: 362.75; Y: 4.676.40. Otras secciones complementarias son La Guardia de Ares-Cabó (Garrido-Megías, 1973), el corte “Collegats” de Garrido-Megías (1973) y el corte “Gorges de Collegats” de Peybernès (1976).

Características distintivas y definición de límites

Es una formación de calizas que forma escarpes escalonados en el relieve. Su porción inferior se caracteriza por calizas con fragmentos de rudistas, aunque son más características las facies de mudstones-wackestones oscuros con carófitas, miliólidos y orbitolínidos que dominan en la parte media y alta de la formación. El contacto inferior sobre la Formación de Hostal Nou es una superficie de paraconformidad entre calizas que sitúa biosparitas con dasycladáceas, fragmentos de rudistas, oolitos y orbitolínidos primitivos sobre packstones con intraclastos y bioclastos rodados de color blanco y zonas con crecimiento de rombos de dolomía. Este contacto puede ser difícil de situar con precisión sin un estudio de la fauna en lámina delgada. El límite superior con la Formación de Cabó es un contacto entre micritas negras azoicas y alternancias de micritas oscuras tableadas y margas con ammonites.

Dimensiones, forma y relaciones regionales

El espesor mayor corresponde a la sección del Congost de Tres Ponts con 1210 metros, reduciéndose progresivamente hacia el oeste hasta unos 460 m en el Congost de Collegats. El borde deposicional sur corresponde a la falla ciega de Organyà, exceptuando los estratos más altos de la formación, que se extienden sobre el sustrato jurásico del bloque inferior de la falla (Fig. 2.5).

Sección del Congost de Tres Ponts

Tiene un espesor de 1060 metros según Peybernès (1976), más de 1450 metros según Caus *et al.* (1990), 1420 metros según Garrido-Megías y Ríos (1972), 1206 metros según J. Giménez (no publicado), 990 m según Bernaus *et al.* (1999) y 1299 metros según Bernaus (2000). Las cifras y subdivisión en tramos litológicos que se dan a continuación se ha adaptado de Giménez (Fig. 2.8). La descripción faunística y de microfácies apoyada en láminas delgadas se ha adaptado de Bernaus *et al.* (1999) y Bernaus (2000) (Fig. 2.13).

- Unidad A. 365 metros de biosparitas en ciclos de 10-15 m de potencia, grano y estratocrecientes, de wackestones a grainstones. Contienen niveles con oolitos, grandes dasycladáceas, foraminíferos y fragmentos de rudistas, briozoos y placas de equínidos. La parte inferior contiene la asociación de *Nautiloculina cretacea*, *Trocholina odukpaniense*, *Glomospira* y *Melathrokerion*. La parte superior contiene adicionalmente *Trocholina molesta*, *Praereticunella cuvillieri*, *Pfenderina globosa*, *Paracoskinolina maynci*, *P. cf. Sunnilandensis*, *Cribellopsis Neolongata*. Los rudistas en fragmentos

grandes abundan en la parte media-alta, con texturas de tipo *floatstone* interpretadas como biostromas retrabajados. Las últimas decenas de metros tienen una proporción elevada de cuarzo de grano fino. La transición al siguiente tramo litológico se produce por una disminución rápida del cuarzo y los componentes esqueléticos.

- Unidad B. 525 metros de wackestones y mudstones de color oscuro, bien estratificados, con orbitolínidos, miliólidos y carófitas. Su base coincide con la aparición de numerosas especies de orbitolínidos. Se caracteriza por una alternancia de paquetes decamétricos ricos en orbitolínidos y de paquetes decamétricos con carófitas. Como componentes secundarios comunes hay miliólidos y tubos de anélidos. La bioturbación es esporádica, pero localmente intensa. La parte inferior de la unidad contiene una asociación variada de orbitolínidos: *Paleodictyoconus cuvillieri*, *Paleodictyoconus actinostoma*, *Paracoskinolina* cf. *Sunnilandensis*, *P. hispanica*, *P. maynci*, *P. Sunnilandensis*, *Cribellopsis neoelongata*, *Urgonina*, *Falsurgonina*, *Eygallierina?* y *Valserina bronnimanni*. Con posterioridad Bernaus (2000) describe en este nivel *Eopalorbitolina charollaisi* y *Palorbitolina lenticularis*. Los niveles con orbitolínidos de la parte superior presentan una variedad menor con: *Palorbitolina lenticularis*, *Paleodictyoconus actinostoma*, *Falsurgonina* y *Cribellopsis neoelongata* a los que Bernaus (2000) añade *Neotrocholina friburgensis*.

- Unidad C. 316 metros de espesor (Fig. 2.8) subdivididos en tres tramos que se han representado con más detalle en la figura 2.14:

- C-1 42 metros de micritas kerogénicas de color negro, con fina laminación, sin bioturbación y fauna de pequeños lamelibranquios, tubos de anélidos, foraminíferos plantónicos *Hedbergella delrioensis* y *H. Sigali*, espículas de esponjas y escasos foraminíferos bentónicos. El asfalto se concentra en las juntas estilolíticas. Los últimos 19 metros están dolomitizados.
- C-2 72 metros de dolomías y packstones-grainstones parcialmente dolomitizados. Se inicia por un paquete masivo de dolomías de grano grueso (1), seguido de tres ciclos grano y estratocrecientes. El ciclo inferior (2), comienza por packstones oscuros con fragmentos de rudistas y nódulos de sílex, que pasan hacia el techo a grainstones parcialmente dolomitizados con abundantes fragmentos de rudistas. La base del ciclo intermedio (3) está formada por packstones a wackestones bioclásticos de tonalidades oscuras, que gradan a grainstones de oolitos con estructuras de barras y canales, terminando por grainstones de bioclastos groseros, parcialmente dolomitizados, con fragmentos de rudistas. El ciclo superior (4) se inicia por grainstones de grano fino y termina por grainstones groseros con fragmentos de rudistas. Bernaus *et al.* (1999) citan como microfauna *Paracoskinolina maynci*, *Palorbitolina lenticularis*, *Paleodictyoconus*, *Haplophragmoides*, *Glomospira*, *Nautiloculina*, *Arenobulimina*, miliólidos y textuláridos y los rudistas *Pachytraga paradoxa* y *Praeacprina* sp.
- C-3 202 metros de micritas kerogénicas con tramos laminados y raros interbancos delgados de margas negras kerogénicas. Se observan truncaciones de posible origen intraformacional. La fauna es escasa, sólo restos de anélidos y foraminíferos plantónicos en los niveles inferiores y superiores. El contacto con el tramo anterior está cubierto y el contacto con las margas de la Formación de Cabó suprayacente está fallado.

Análisis de facies

Las calizas bioclásticas de textura grainstone-packstone con oolitos, trocholinas, orbitolínidos y dasycladáceas de la unidad A se interpretan como depositadas en un *lagoon* abierto al mar y de aguas agitadas, posiblemente formando bancos que protegían los biostromas de rudistas (Fig. 2.15). Las calizas wackestone-grainstone esqueléticas y biomicritas de espículas se interpretan como facies más distales de

plataforma externa. La unidad B está dominada por facies de baja energía ricas en fango carbonatado, interpretadas como de *lagoon* restringido. Tiene dos litofacies de subambientes progresivamente más confinados: wackestones-mudstones con foraminíferos aglutinados, miliólidos y coprolitos y mudstones-wackestones con carófitas y anélidos. Estas últimas caracterizan a un *lagoon* algal salobre. Las micritas kerogénicas microlaminadas de la unidad C con foraminíferos planctónicos se interpretan como facies de cuenca anóxica (Bernaus, 2000).

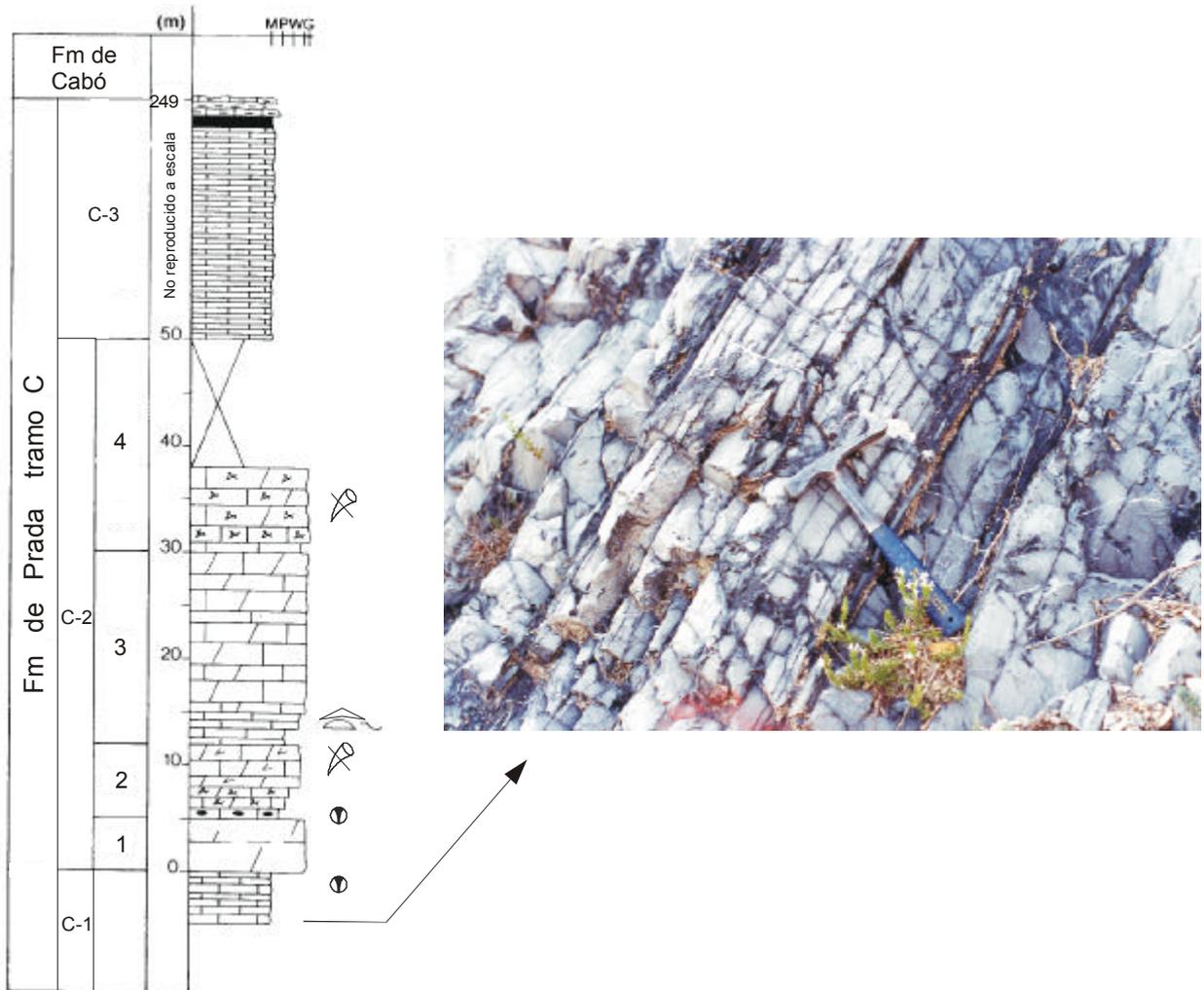


Fig. 2.14. Sección estratigráfica que detalla el tramo C, de la Formación de Prada (modificada de Berástegui *et al.*, 1990). La foto muestra mudstones negros ricos en materia orgánica con laminación milimétrica, pequeños bivalvos y foraminíferos planctónicos, interpretados como facies transgresivas anóxicas.

Caus *et al.* (1990) han propuesto un modelo similar a la plataforma holocena del sur de Florida, con un complejo de *shoals* que protegen una plataforma interna con distintos grados de confinamiento. Bernaus *et al.* (1999, 2000) incorporan a este modelo un área de plataforma externa-talud-cuenca (Fig. 2.15). Hay que reseñar que todas estas reconstrucciones se apoyan en una única sección vertical y no existe ningún perfil estratigráfico con varias secciones que muestre la relación lateral entre las facies y pruebe la coexistencia y distribución espacial de los ambientes deposicionales. Especialmente problemática es la relación (si existe) de las micritas kerogénicas de la unidad C con las facies de las unidades A y B.

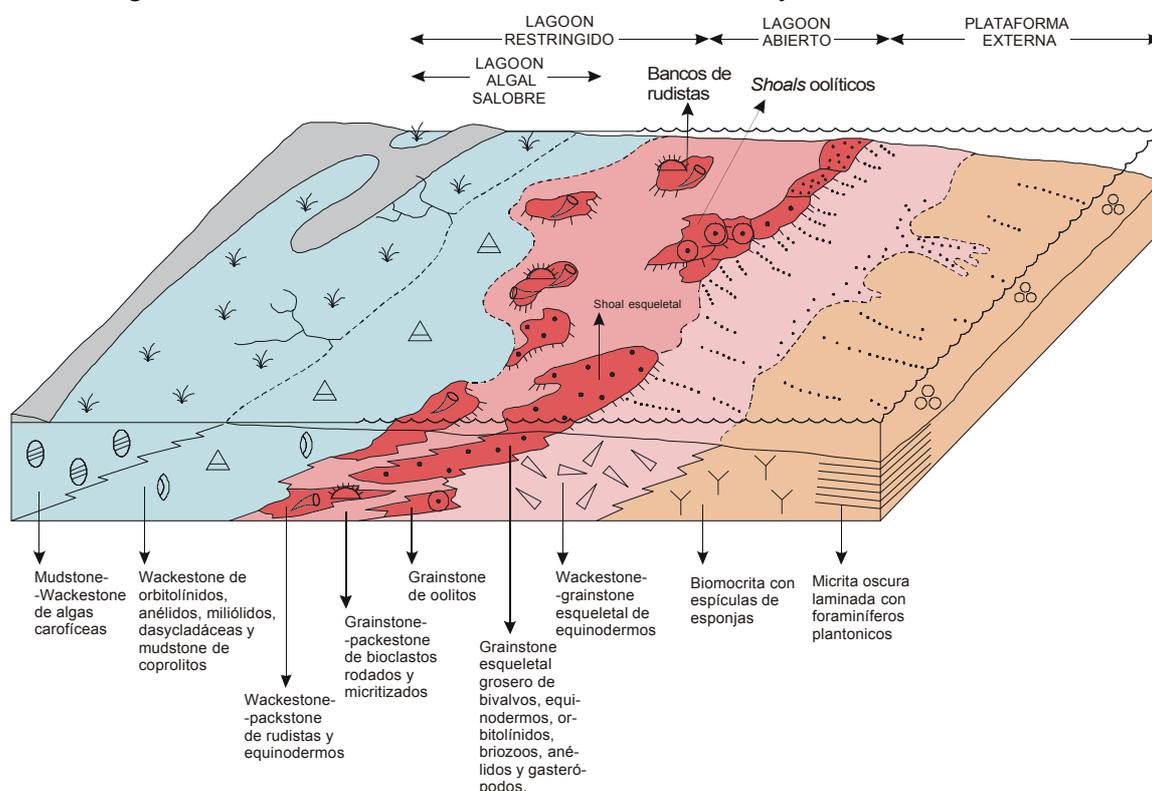


Fig. 2.15. Modelo de plataforma de carbonatos de la Formación de Prada. Las asociaciones de facies caracterizan a una zona externa, un lagoón abierto y un lagoón de baja energía con bahías restringidas. (Modificado de Bernaus *et al.* 1999).

Bernaus (2000) divide la sucesión vertical en cinco secuencias de depósito de tercer orden cuyos límites no están marcados por cambios significativos de facies y fauna y/o por exposiciones subaéreas importantes y por tanto son difíciles de entender. En este trabajo se ha optado por una visión simplificada en dos grandes ciclos: las unidades A y B forman una gran secuencia de somerización con un intervalo transgresivo relativamente delgado (mfs situado a unos 150 metros de la base) seguido de un potente intervalo regresivo que sitúa facies de *lagoon* restringido sobre facies de *lagoon* abierto. La unidad C se inicia por una superficie de profundización importante que sitúa facies anóxicas de cuenca sobre facies de *lagoon* salobre. La profundidad de las facies de cuenca no debía superar unas pocas decenas de metros, porque gradan en vertical en 10 metros a bancos de bioclastos depositados a nivel del oleaje. Su techo es una nueva superficie de inundación con retorno a facies de cuenca somera anóxica, que persisten hasta la base de las Margas de Cabó que corresponde a una profundización más importante que inunda definitivamente a la plataforma de carbonatos.

Edad y correlación

La edad de la Formación de Prada ha sido establecida principalmente por el estudio de los orbitolínidos, pero existen discrepancias según los autores y la escala biostratigráfica que se elija. Peybernès (1976) y Caus *et al.* (1990) atribuyen a la unidad A una edad Barremiense inferior; Becker (1999) la atribuye al Hauteriviense superior-Barremiense inferior y Bernaus (2000) no encuentra ninguna fauna que determine una

edad Hauteriviense o Barremiense inferior y propone una edad Barremiense superior, la misma que ha obtenido para la base de la unidad B (Fig. 2.13).

La parte inferior de la unidad B es considerada por Becker (1999) de edad Barremiense inferior, mientras que Bernaus (2000) determina una edad Barremiense superior en base a la asociación de *Eopalorbitolina charollaisi*, *Palorbitolina lenticularis* y *Valserina broennimanni*. La parte alta de la unidad B se considera Barremiense superior por la asociación de *Neotrocholina friburgensis*, *Paleodictyoconus actinostoma*, *Cribellopsis neolongata* y *Palorbitolina lenticularis* (Bernaus, 2000).

La unidad C contiene las zonas *Globigerinoides blowi* y de *Palorbitolina lenticularis*, ambas con un rango de edad Barremiense superior-Aptiense inferior. Su edad se considera Aptiense inferior por la presencia del rudista *Pachytraga paradoxa* (Bernaus, 2000).

La Formación de Prada se correlaciona con parte de la unidad de “Calizas con Carófitas del Montsec”, datada por orbitolínidos como Barremiense (Schroeder *et al.*, 1982) y con parte del Grupo de Tres Ponts en el área de Pont de Suert (García-Senz, en prensa).

2.4 ESTRATIGRAFIA DEL APTIENSE - ALBIENSE

El inicio del Aptiense marca un cambio importante en la tendencia deposicional del Cretácico inferior, con una profundización generalizada, creación de taludes en los márgenes sur y oeste de la cuenca y entrada de grandes volúmenes de detríticos finos. El espesor máximo acumulado en sección vertical es de 2854 metros, con variaciones laterales importantes. Dominan margas hemipelágicas en el área depocentral de Organyà y calizas de plataforma en los márgenes sur y oeste (Fig. 2.16). A menudo estas facies se relacionan por pasos laterales bruscos. La existencia de un nivel guía isócrono y muy continuo sobre el techo de la Formación de Senyús (capa "T"), ha permitido separar de forma precisa dos conjuntos de formaciones: a) formaciones de Cabó y Senyús; y b) formaciones de Font Bordonera y de Lluçá. Para su descripción se ha tomado como referencia un corte estratigráfico ONO-ESE (Fig. 2.17) paralelo a la dirección de las capas en el flanco norte del sinclinal de Santa Fe, y un corte estratigráfico norte-sur (Fig. 2.18) transversal a la cuenca sedimentaria.

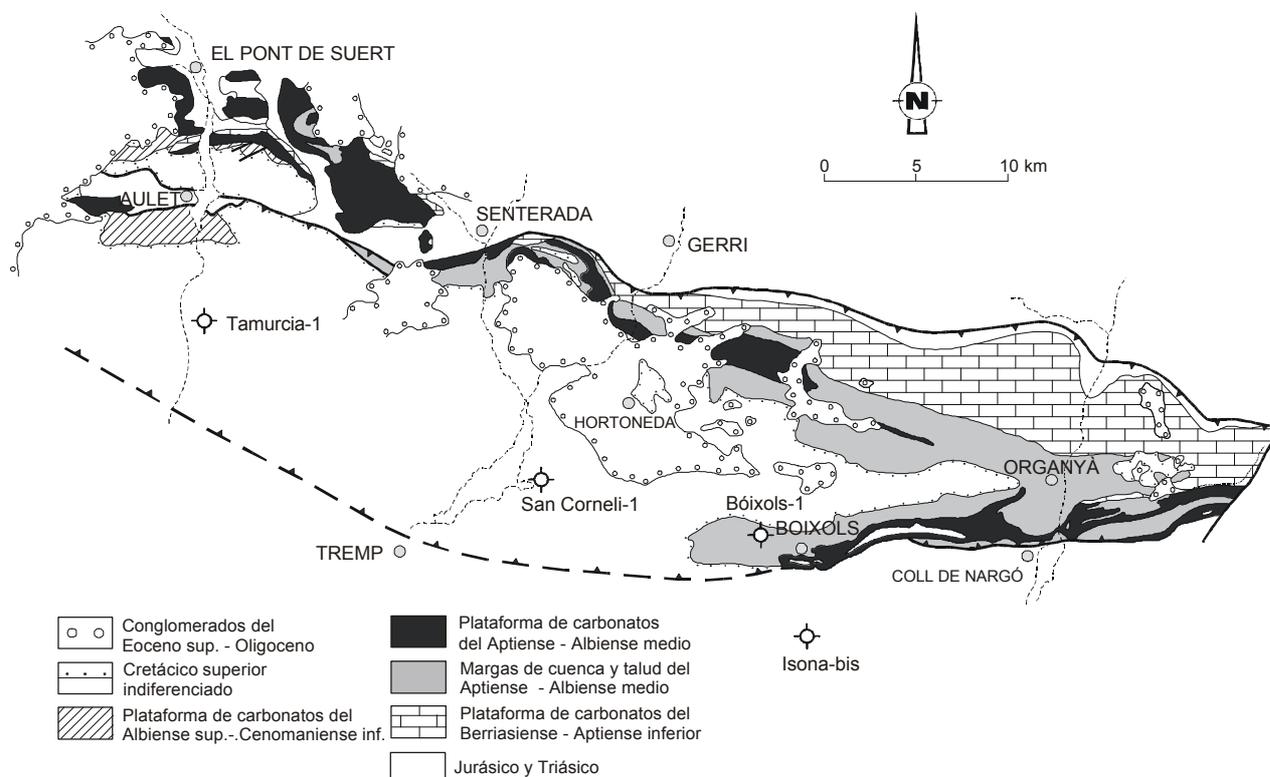


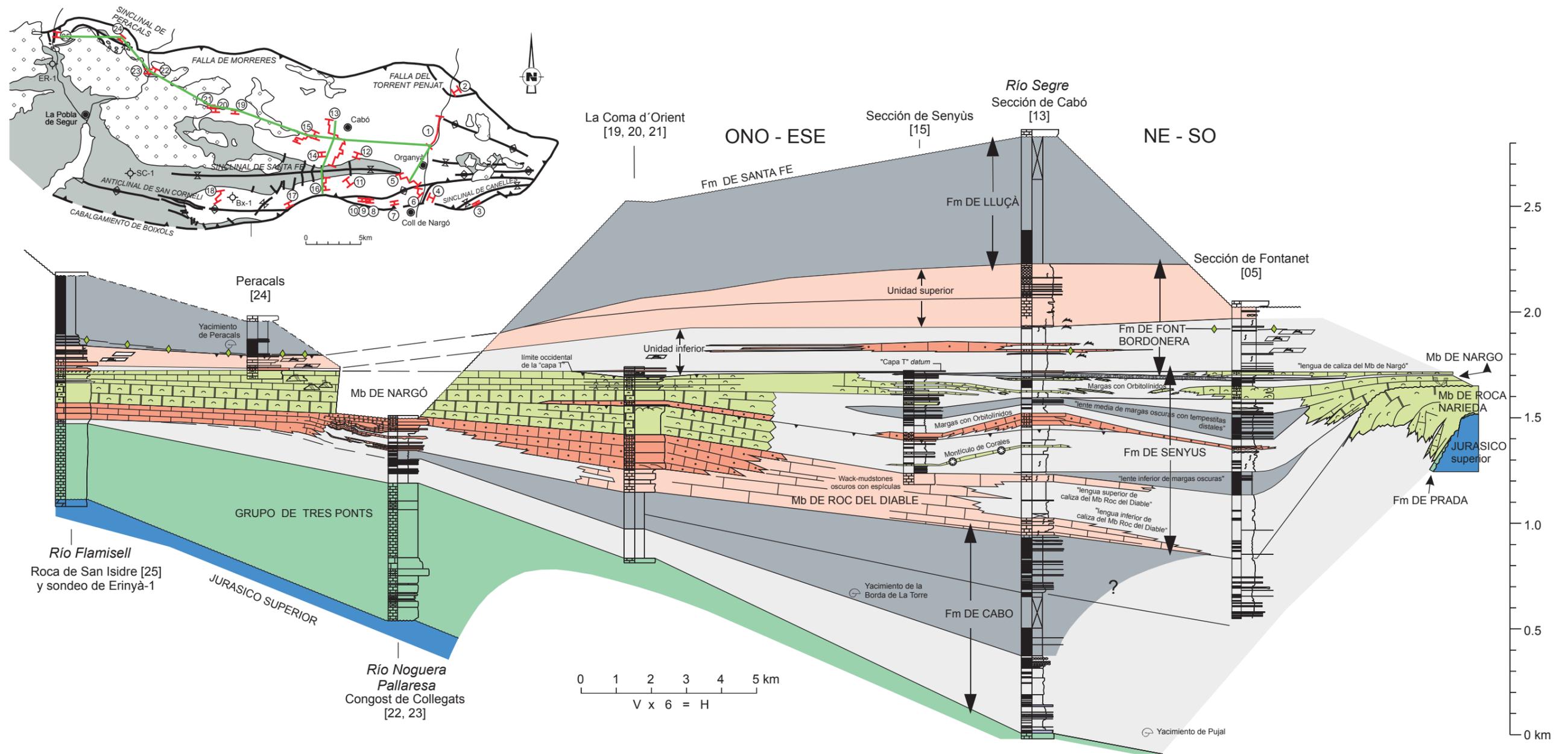
Fig. 2.16. Mapa geológico simplificado de la lámina cabalgante de Bóixols mostrando la distribución de los carbonatos de plataforma y margas de cuenca del Cretácico inferior (Berástegui *et al.* 1990).

Formación de Margas de Cabó

La unidad toma el nombre del pueblo de Cabó, situado a 7.5 kilómetros al noroeste de Organyà y edificado sobre las margas de la parte inferior de la formación. La sección tipo es la Sección de Cabó [13], situada en el flanco norte del sinclinal de Santa Fe. Las coordenadas UTM de la base son X: 354.22; Y: 4.678.85 y las del techo son X: 354.17; Y: 4.677.50. Una sección complementaria es la sección de Collegats-Collado [22].

Características distintivas y definición de límites

Es una formación dominada por margas grises y oscuras, que típicamente aflora como un área deprimida



- | | | | | | |
|---|---|---|-------------------------|---------------------------|------------------|
| Calizas de plataforma arrecifal con corales y rudistas | Wackestones y mudstones de rampa media | Margas de cuenca, rampa externa y rampa media | ammonites | Corales ramosos y domales | suelo endurecido |
| Grainstones de bioclastos con estratificación cruzada, shoals de rampa interna, barras de offshore y tempestita: "capa T" | Margas disaeróbicas, pueden incluir capas centimétricas de tempestitas distales | Calizas de plataforma interna | biostromas de ostreidos | rudistas | |
| | | | glauconita | bioturbación | |

Fig. 2.17. Perfil estratigráfico longitudinal de la cuenca de Organyà mostrando las unidades estratigráficas y relaciones laterales de las facies.

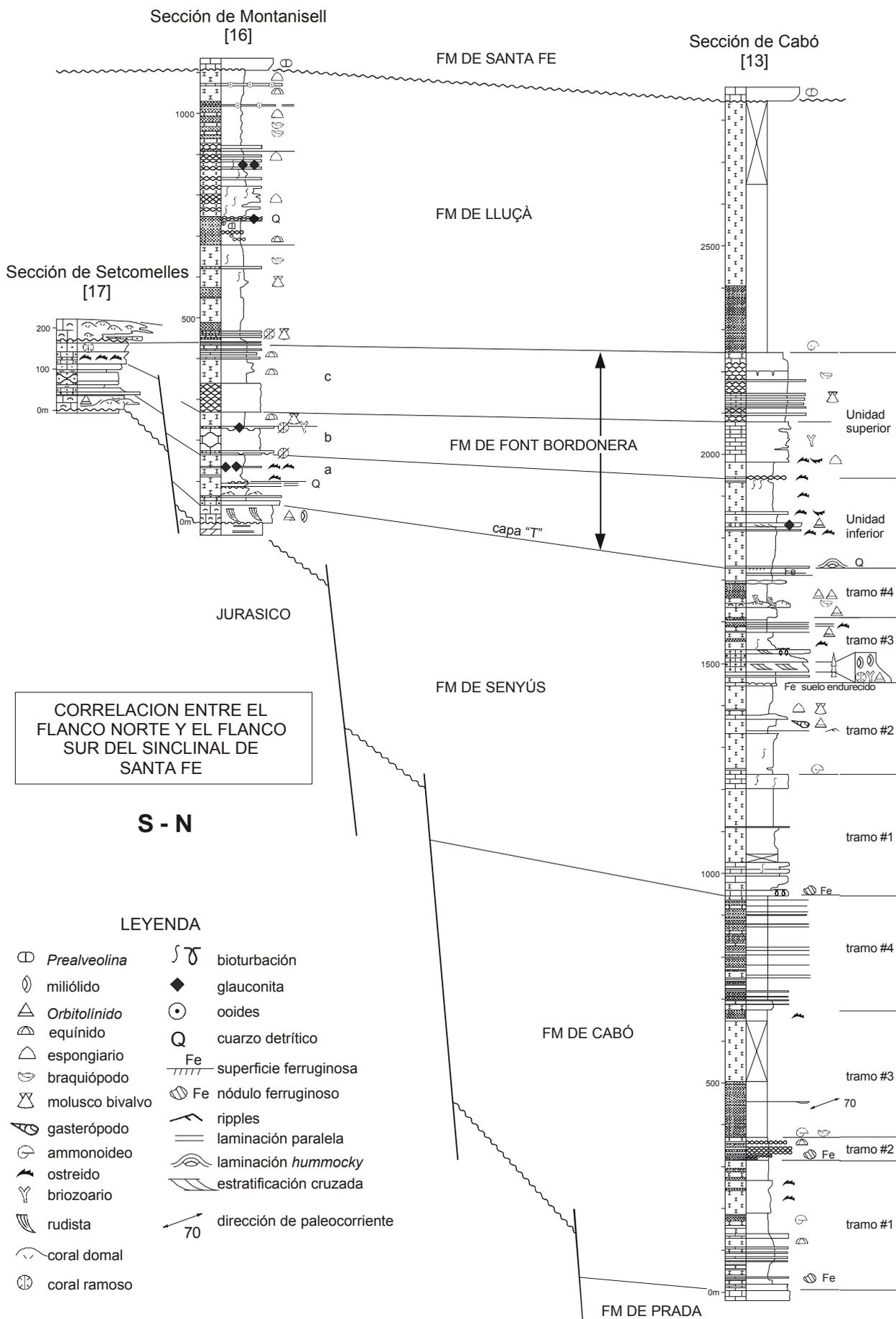


Fig. 2.18. Correlación entre el flanco norte y el flanco sur del sinclinal de Santa Fe mostrando la terminación brusca hacia el sur de las secuencias estratigráficas del Aptiense-Albiense inferior. Ver localización en la figura 2.17.

entre la cuesta morfológica de las Calizas de Prada y el relieve en *hog-back* que forman las calizas de los Miembros de Roc del Diable y de Nargó. En las secciones de Cabó y de Collegats, el límite inferior está marcado por la aparición de capas delgadas de calizas separadas por interbancos de margas, con fauna de ammonites, foraminíferos plantónicos y pequeños cristales de pirita. Unos 1500 metros al sureste de Montan de Tost, se observa cerca de la base un suelo endurecido ferruginoso coronado por un nivel con concentración de glauconita, pero la continuación de este horizonte es por el momento incierta al oeste del río Segre. En el afloramiento de la montaña de Roca Narieda, la Formación de Cabó se inicia por calizas oscuras y calizas margosas nodulares, con calcíferas, nódulos de hierro y fauna fragmentada de plataforma.

El techo de la Fm de Cabó se sitúa bajo la primera barra caliza importante perteneciente al Miembro de Roc del Diable. Este contacto es evidente a lo largo de toda la parte alta y media de la Vall de Cabó pero se difumina cerca de la confluencia con el río Segre, debido a que la barra caliza se adelgaza hasta desaparecer entre margas y el límite con la Formación de Senyús queda en medio de series margosas. En las secciones de Collegats [22, 23] el límite superior es un contacto poco preciso entre margas y margas con capas canaliformes de calcarenitas. En el afloramiento de la montaña de Roca Narieda el límite entre las formaciones de Cabó y de Senyús también reside entre margas, pero puede ser trazado razonablemente siguiendo líneas de capa a partir del techo del Miembro de Calizas de Roca Narieda.

Dimensiones, forma y relaciones regionales

La Formación de Margas de Cabó tiene una forma de cuña que se cierra progresivamente hacia el ONO. En la sección de Cabó [13] se han medido 951 metros, 157 metros en la sección de Collegats-Collado [22] y cero metros en el sondeo Erinyà-1, situado aproximadamente en su borde deposicional occidental. Hacia el sur su espesor se reduce de forma más brusca y parte de la formación pasa en lateral a las calizas del Miembro de Roca Narieda. No está demostrado si su base se indenta con la parte superior de la Formación de Prada como proponen Garrido Megías y Ríos (1972).

Serie de Cabó [13]

- Tiene un primer tramo (#1) de 315 metros, formado por margas grises y azuladas que en su mitad inferior intercalan capas delgadas de calizas oscuras “mudstones”, a menudo agrupadas en paquetes de hasta tres metros de espesor y ricas en nódulos ferruginosos y moldes de ammonites.
- El siguiente tramo (#2), de 56 metros de espesor, tiene una base neta y un techo transicional. Está formado por capas nodulares de 6-10 cm de margocalizas, calizas margosas y calizas “mudstone” ricas en espículas, separadas por interbancos de marga (Fig. 2.19). Sus principales características son la acusada nodulosidad, la abundancia de equínidos y nódulos ferruginosos y una organización en ciclos de carbonatación. Se ha reconocido sólo a lo largo de la Vall de Cabó.
- El tercer tramo (#3), de 304 metros de espesor, se compone de margas de color gris oscuro, finas, monótonas y con un mayor contenido en arcillas. Contienen fauna escasa de ammonites, pequeños braquiópodos y ostreidos. De forma muy esporádica intercalan capas centimétricas a decimétricas de bioclastos con base canalizada, granoclasificación y continuidad lateral escasa, interpretadas como turbiditas canalizadas de talud, posibles tempestitas distales.
- El tramo superior (#4) tiene 276 metros de espesor. Se inicia por 45 metros de margocalizas con intercalaciones de paquetes de calizas “mudstones” oscuras con bases y techos planos. Son facies similares a las existentes en la base del tramo 1. Encima yacen margocalizas alternando con margas oscuras finas que se hacen dominantes hacia la parte media y alta, e intercalan capas de 5-30 cm tabulares o con base canaliforme laxa, compuestas de limos y/o bioclastos finos, principalmente pequeños miliólidos. Presentan laminación paralela, granoclasificación y bioturbación a techo. Se interpretan como tempestitas distales.

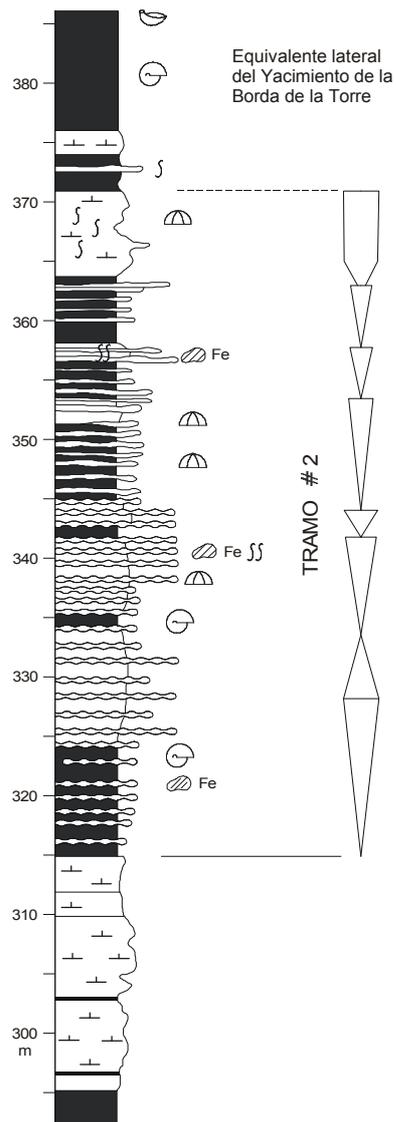


Fig. 2.19. Detalle del tramo 2 de la Formación de Cabó compuesto por margas y calizas margosas nodulares ricas en equínidos, formando ciclos negativos de carbonatación. Son facies depositadas bajo el nivel del oleaje en condiciones de oxigenación normal que preceden a un importante intervalo de margas oscuras pobres en fauna. Las cifras de espesor se refieren a la serie tipo de Cabó [13].

Serie de Collegats-Collado [22]

Los primeros 116 metros se componen de una alternancia de margocalizas hojosas, margas y capas de calizas “mudstones” oscuras agrupadas en paquetes de hasta 1.5 metros de espesor. Contienen equínidos, moldes de ammonites, cristales de pirita y nódulos de hierro. Esta asociación litológica es comparable al tramo #1 de la sección de Cabó lo que viene confirmado por la presencia de ammonites de la zona de *Forbesi* (Peybernès, 1976) en los primeros bancos de la formación. Se ignora si los tramos 2 y 3 de la serie de Cabó se hallan representados. Encima hay 41 metros de margas/margocalizas hojosas formando ciclos negativos de carbonatación, que por su posición se correlacionan con el tramo #4 de la sección de Cabó.

Afloramiento de Roca Narieda

En los afloramientos orientales de Roca Narieda, los cien metros inferiores de la formación de Cabó son una sucesión de calizas oscuras “wackestones” y calizas margosas nodulosas, con calcisferas, nódulos de hierro y fauna fragmentada de corales, rudistas, briozoos y orbitolinas. Corresponden al tramo 1 descrito en

Cabó, pero conteniendo fauna retrabajada de la plataforma y por tanto de facies más proximales. Encima hay una sucesión de margocalizas y margas difícilmente correlacionable con la sección de Cabó, que hacia su parte media intercala una barra de caliza de varios metros de espesor continua durante 1500 metros hasta el talud proximal del Miembro de Roca Narieda. Es un wackestone-packstone gris de pequeños miliólidos, radiolas y trozos de moluscos interpretado como el relleno de un canal en el talud distal de la plataforma de Roca Narieda. Las facies de margas oscuras finas descritas en la serie de Cabó no se hallan en la montaña de Roca Narieda.

Análisis de facies

La formación está dominada por margas hemipelágicas, depositadas en condiciones de agua profunda en el fondo de la cuenca y en la parte distal del talud. Si se toman como criterios el espesor acumulado y el tipo de facies, la sección de Cabó es la más cuencal en sentido estricto, mientras que la sección de Collegats tiene facies de cuenca pero representa una sección más condensada, situada pendiente arriba en el mismo bloque basculado. Los afloramientos de la montaña de Roca Narieda son los más someros, con facies de talud distal que pueden seguirse hacia el OSO a lo largo de la dirección de los estratos hasta la plataforma de carbonatos de Roca Narieda.

La sección de Cabó muestra cuatro asociaciones litológicas distintas agrupadas en dos ciclos mayores (Fig. 2.20). En el primer ciclo, la asociación litológica -a, rica en fauna pelágica, recubre la superficie de

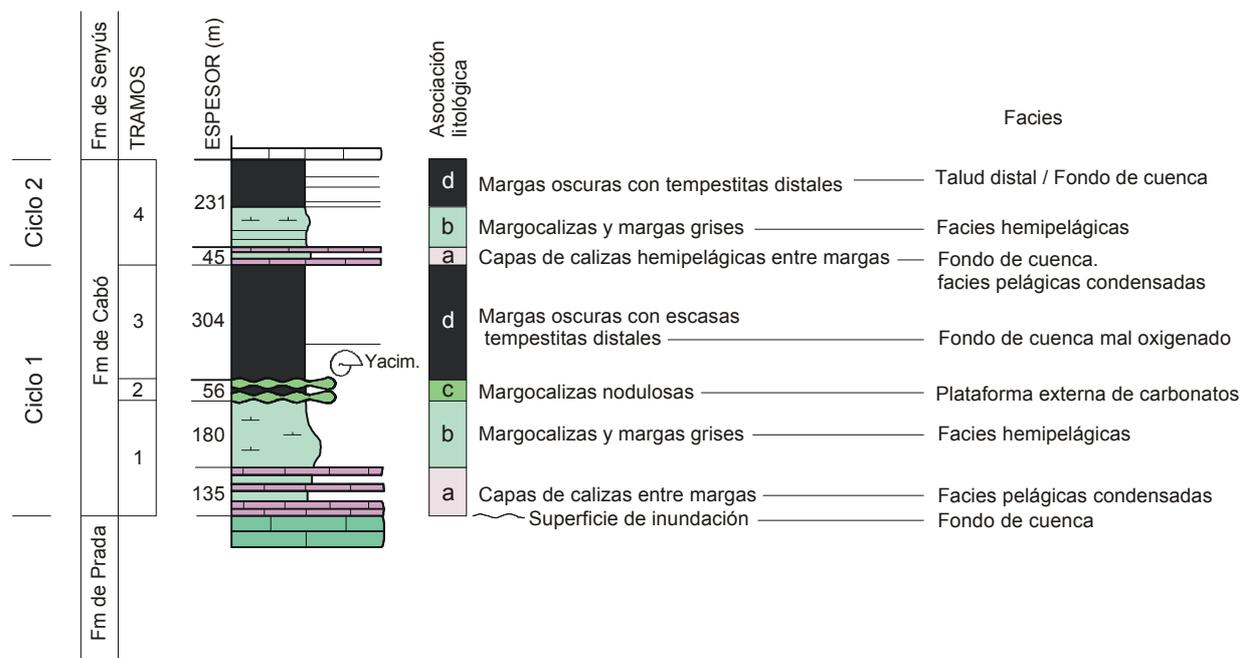


Fig. 2.20. Ciclicidad en las facies de cuenca de la Formación de Cabó.

inundación sobre las Calizas de Prada y se interpreta como depósitos condensados de fondo de cuenca con escasos aportes de la plataforma. La asociación -b, predominantemente margosa, se interpreta como depósitos hemipelágicos relacionados con el crecimiento del cuerpo inferior de la plataforma de Roca Narieda. La asociación -c, formada por margocalizas nodulares ricas en equínidos y mostrando ciclos negativos de carbonatación caracteriza la parte externa de una plataforma o rampa de carbonatos y tal vez corresponde al máximo de progradación del cuerpo inferior de Roca Narieda. Por último, la asociación -d está formada por margas oscuras ricas en arcillas con una acumulación de ammonítidos en la base y se interpreta como facies de fondo de cuenca anóxica con pocos aportes de la plataforma. La correlacionamos con el cuerpo medio de la plataforma de Roca Narieda e interpretamos la acumulación de ammonites como un nivel de condensación asociado a la superficie de inundación basal. El segundo ciclo, formado por las asociaciones litológicas a, b y d, se considera equivalente al cuerpo superior de Roca Narieda sin que por el momento puedan establecerse

más precisiones.

Edad y correlación

La edad de la formación está relativamente bien precisada por ammonites y foraminíferos plantónicos. La zona de ammonites de *Deshayesites forbesi* ha sido reconocida por Peybernès (1976) en el corte de Cabó, a 20 metros sobre el techo de las Calizas de Prada y también por Martínez (1982 a, b) en capas equivalentes situadas en los alrededores del pueblo de Pujal (Vall de Cabó). La siguiente zona de *Deshayesites deshayesi*, ha sido reconocida por Martínez (1982 a) en el Yacimiento de la Borda de La Torre, situado a unos 200 metros sobre la base de la formación. Este yacimiento fue descubierto y descrito por primera vez por Rosell (1967). Bernaus (1995) atribuye a la zona de *D. deshayesi* ejemplares recolectados en la serie de Cabó entre capas cercanas a la base y capas situadas a 260 metros sobre la base. Los primeros foraminíferos plantónicos significativos han sido citados por Schwenke (1993), notoriamente *Schackoina cabri*, *Hedbergella hagni* y *Biticinella subbreggiensis*. Más recientemente Bernaus (1995) reconoce la zona de plantónicos de *Globigerinelloides blowi* en el tramo 1 y la zona de *Schackoina cabri* a 281 metros sobre el techo del tramo 2. Con estos datos podemos concluir que los sedimentos del tramo 1 pertenecen a las zonas de *D. forbesi* y *D. deshayesi* (Bedouliense, Aptiense inferior) y el límite entre ambas zonas ocurre en la parte basal de la formación. El tramo 2 y la base del tramo 3, donde situamos el Yacimiento de la Borda de la Torre, pertenecen a la zona de *D. deshayesi* (Bedouliense); y finalmente la base del tramo 4 pertenece a la zona de plantónicos de *L. cabri* (Bedouliense-base del Gargasiense). No se han descrito equivalentes regionales de esta formación.

Miembro de Calizas de Roca Narieda

La montaña de Roca Narieda donde se ha definido este miembro, constituye un espectacular relieve de calizas masivas situado en la margen izquierda del río Segre a unos 2.5 km al sur de Organyà. La sección tipo no ha sido levantada debido a la verticalidad de sus paredes, aunque se ha efectuado un muestreo rodeando el escarpe principal. No existen secciones complementarias porque fuera de su localidad tipo este miembro no se ha reconocido.

Características distintivas y definición de límites

Está formado por calizas grises masivas, que producen una gran pared vertical. Se identifica por su relación lateral con las margas de la Formación de Cabó, pero no se han conseguido criterios lito o biostratigráficos para separarla del tramo C con rudistas y *Palorbitolina lenticularis* de la Formación de Prada o de las calizas con corales y rudistas que forman el Miembro de Nargó. Los problemas de reconocimiento respecto al Miembro de Nargó ocurren potencialmente en los afloramientos del anticlinal de San Corneli situados al oeste del río Segre donde no existen los intervalos margosos que permiten en la montaña de Roca Narieda separar ambas unidades de calizas.

El límite inferior es un contacto con las calizas de la Formación de Prada o una relación de *onlap* sobre un paleorelieve modelado en las dolomías del Jurásico superior. El límite superior está bien definido en la montaña de Roca Narieda por el cambio brusco de calizas masivas a margas pertenecientes a la parte inferior de la Formación de Senyús. Estas margas se acunian sobre una superficie de erosión basculada que trunca las Calizas de Roca Narieda, de manera que hacia el continente (sur) las calizas del Miembro de Nargó suprayacentes a las margas se amalgaman con las Calizas de Roca Narieda haciendo la distinción problemática.

Dimensiones, forma y relaciones regionales

Tiene forma de cuña, con un espesor máximo de 400 metros en la montaña de Roca Narieda, que se

reduce hacia el sur por una combinación de *onlap* sobre el sustrato jurásico, condensación interna y truncación de su techo, terminando en el subsuelo antes de aflorar en el flanco sur del sinclinal de Canelles, lo que permite calcularle una longitud transversal máxima de 2500 metros (Fig. 3.8). Al oeste del río Segre se ha comprobado su ausencia en los afloramientos de El Casó, la Serra de Setcomelles y el pueblo de Bóixols. Lateralmente se relaciona con la Formación de Cabó por un contacto cartografiable relativamente brusco y escalante siguiendo la dirección de las capas hacia el ENE.

Afloramiento de la montaña de Roca Narieda

Se divide en tres cuerpos atendiendo a criterios geométricos (Figs. 2.21, 2.22):

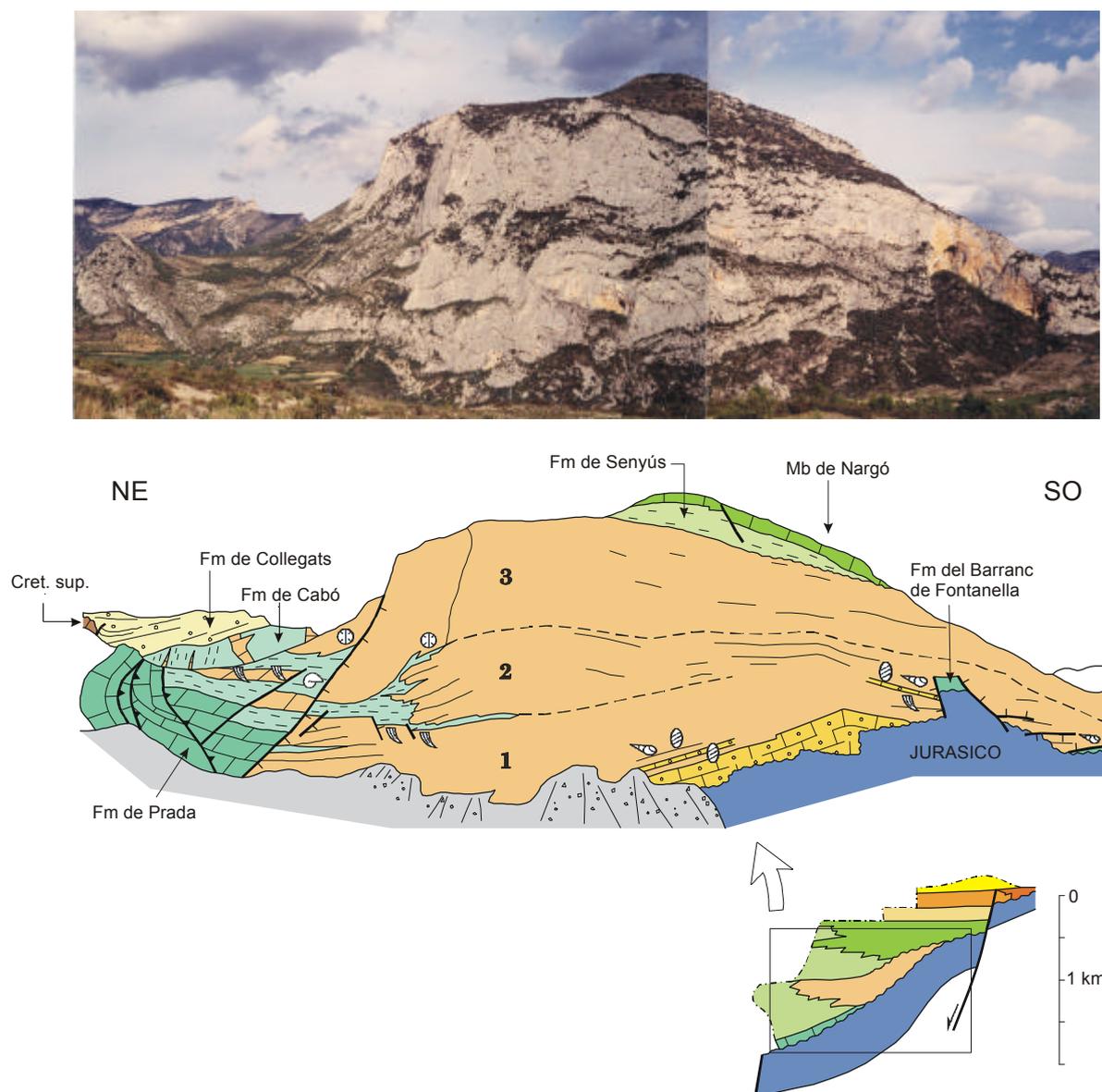


Fig. 2.21. Fotografía e interpretación del Miembro de Calizas de Roca Narieda de edad Aptiense inferior. Es un banco de carbonatos compuesto por tres cuerpos en forma de cuña que se amalgaman hacia el sur y se adosan en *onlap* sobre un paleorelieve costero modelado en las dolomías del Jurásico y en restos de la Fm del Barranc de Fontanella. El margen del banco de carbonatos es un cinturón estrecho con clinofórmes que progradan sobre margas con fauna pelágica de la Formación de Cabó. La Marga de Cabó yace sobre calizas de la Fm de Prada duplicadas por fallas inversas dirigidas hacia el norte. El esquema inferior sitúa al banco de carbonatos de Roca Narieda y al resto de plataformas aptienses sobre una estrecha terraza de bloques jurásicos rotados hacia el centro de la cuenca.

- Cuerpo inferior (#1). Su base se observa en la ladera boscosa enfrente del Pont de l’Espia. Es un contacto en *onlap* sobre un paleorelieve en dolomías del Jurásico escalonado por fallas normales que desplazan afloramientos relictos de las Calizas del Barranc de Fontanella. Se han identificado un sistema NNE-SSO paralelo a la falla de Fígols y un sistema ENE-OSO. El techo está bien definido hacia cuenca por un recubrimiento de margocalizas asociado a la progradación del cuerpo medio (#2) y mal definido hacia la parte interna de la plataforma, dado que el citado horizonte de margocalizas se acuña entre calizas masivas. Se inicia por 50 metros de grainstones de bioclastos bien rodados y clasificados, principalmente orbitolinas, miliólidos y peloides (Fig. 2.21). En vertical gradan a mudstones y wackestones oscuros con carófitas, gasterópodos, miliólidos, orbitolinas y rudistas fragmentados. La transición no es brusca sino que ocurre en varios ciclos somerizantes con recursividad de ambas litologías, indicando una evolución desde ambientes submareales agitados a ambientes protegidos de plataforma interna. En dirección a cuenca el contenido en limo aumenta y la plataforma de carbonatos se divide en dos paquetes (a y b en la figura 2.22b) separados por un horizonte de calizas margosas que se acuña hacia el SSO. El superior “b” tiene un perfil progradacional, con cliniformes oblicuos-paralelos de unos 6 grados de inclinación. Se compone de packstones-wackestones esqueletales con fragmentos de rudistas y en menor proporción corales, radiolas, briozoos, dasycladáceas, orbitolinas y anélidos.
- Cuerpo medio (#2). Su techo está bien definido en el talud de la plataforma por una cuña de calizas

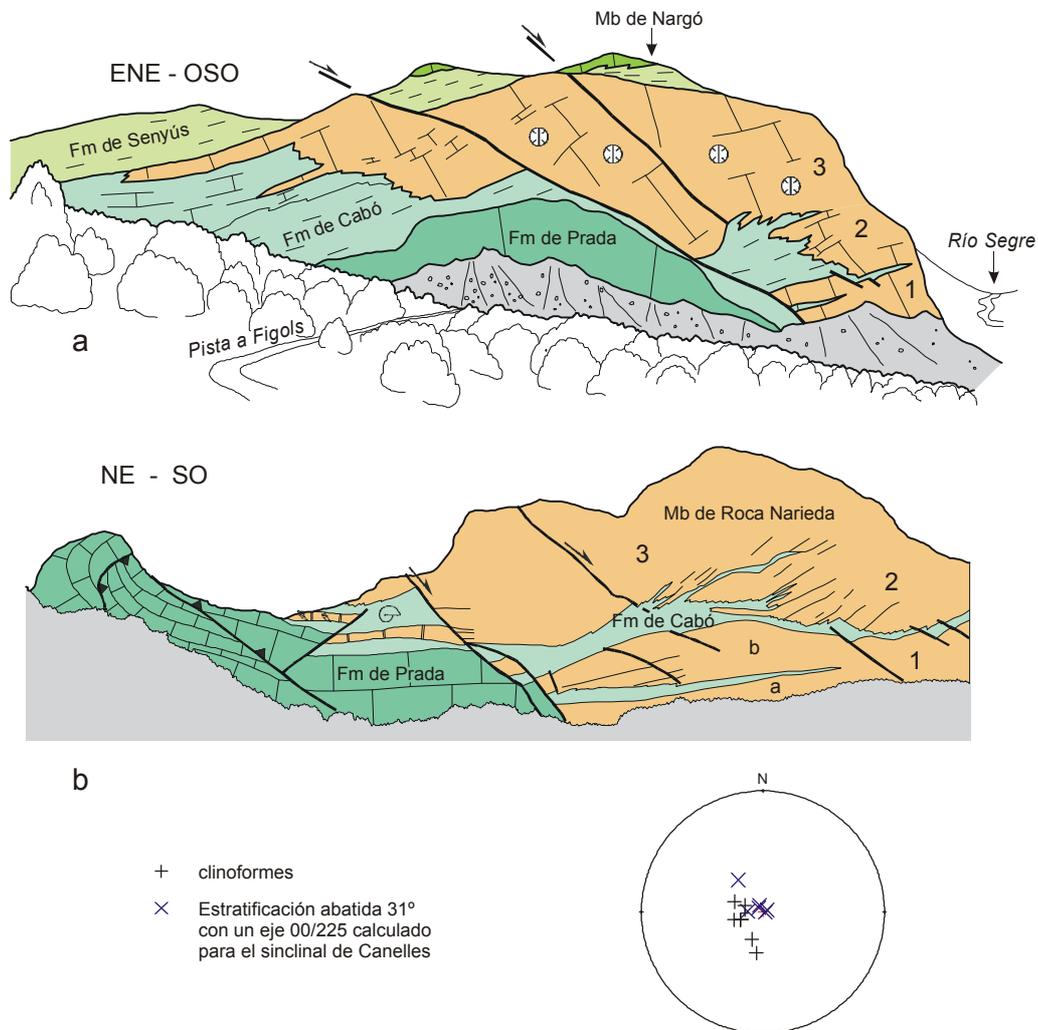


Fig. 2.22. a.- Progradación sobre margas de cuenca del cuerpo 3 del banco de carbonatos de Roca Narieda. Las fallas normales NO-SE son posteriores a las estructuras de plegamiento; b.- vista frontal del margen y talud del banco de carbonatos de Roca Narieda. El estereograma muestra la inclinación original de los cliniformes hacia el noreste tras abatir el buzamiento tectónico de las capas. Dibujos a partir de fotografías.

arcillosas asociada a una retrogradación. Hacia la zona interna coincide aproximadamente con un cambio de estratificación media a masiva que puede ser trazado en panorámica siguiendo líneas de capa. Dependiendo de si la base se ha trazado correctamente, este cuerpo tiene o no una forma de cuña muy acusada (Fig. 2.21). El talud presenta cliniformes oblicuos-tangenciales con paso a calizas margosas en su límite inferior. La rotación de los cliniformes a su posición original (Fig. 2.22b) da una media de 065/15, o sea una progradación hacia el ENE paralela al corte de la pared. Debido a lo escarpado del afloramiento sólo se ha muestreado el pie del talud, compuesto de packstones de trozos pequeños de moluscos, radiolas y orbitolínidos.

- Cuerpo superior (#3). Es completamente masivo, con un margen de unos 200 m de espesor que se adelgaza hacia el ENE conforme prograda de forma escalante y pasa a facies margosas (Fig. 2.22). Se observan cliniformes con un patrón sigmoidal-oblicuo. El talud se compone de wackestones esqueléticos de color marrón claro o beige con abundantes fragmentos de corales y erizos. En menor proporción hay algas dasicladales y fragmentos de rudistas entre medio de la micrita. Las facies del margen y la plataforma interna no han podido observarse por razones de accesibilidad, aunque los restos de fauna en el talud indican que el margen es arrecifal. El techo de la plataforma se compone de calcarenitas de foraminíferos con trozos gruesos de corales y moluscos (sección estratigráfica [4]).

Análisis de facies y de la geometría

Una característica excepcional del Miembro de Roca Narieda es que permite examinar a escala reducida los modelos generales sobre evolución de plataformas de carbonatos en respuesta a las variaciones del nivel marino. Las principales variables que controlan si una plataforma prograda, agrada, retrograda o se inunda han sido identificadas por Wilson (1975), Read (1982), James & Mountjoy (1983), Sarg (1988) y Moore (1989) entre otros (Fig. 2.23) y son la base de las modelizaciones numéricas actuales. También los conceptos geométricos desarrollados por Doglioni y Bosellini (1989) son aplicables a este ejemplo. La primera interpretación en términos de estratigrafía secuencial del Miembro de Roca Narieda (Fig. 2.24) fue avanzada por Berástegui *et al.* (1990).

Los grainstones de foraminíferos y peloides que componen la base del cuerpo inferior reflejan condiciones de alta energía, en una zona de costa dominada por el oleaje sobre un sustrato rocoso irregular. La evolución vertical somerizante desde grainstones a “wackestones de miliólidos y rudistas” se interpreta como resultado del desarrollo de zonas protegidas, posiblemente cuando la tasa de ascenso relativo del nivel marino inicialmente alta, disminuye. Durante esta última etapa se forman los cliniformes, cuya forma lineal indica que los niveles de energía no varían dramáticamente a lo largo de la pendiente (Cant, 1989). Es posible que el perfil deposicional corresponda a una rampa de carbonatos, a favor de esta hipótesis está su relación con la “asociación litológica c” de la Formación de Cabó y la topografía suave heredada de la Formación de Prada. Desafortunadamente la longitud del afloramiento limitado por el retrocubalgamiento de Figols, no permite observar si existe una ruptura de pendiente en el talud.

El cuerpo medio #2 se sitúa retrocedido hacia costa respecto al inferior, indicando que el límite corresponde a una transgresión. Tiene forma de prisma abierto, con un margen poco progradante y un límite inferior de los cliniformes “*downlap plane*” de tipo escalante y ajustado con la agradación, que es elevada. En estas condiciones la batimetría del talud proximal se mantiene constante alrededor de 60 metros. Todas estas características configuran un modelo de banco carbonatado casi estacionario, en el que la velocidad de sedimentación se mantiene con la subida relativa del nivel marino, un “*early highstand prograding complex*” según Berástegui *et al.* (1990). La estratificación interna divergente y la forma de cuña abierta en el mismo sentido que la progradación indican que la subsidencia está controlada por la rotación hacia cuenca del bloque que contiene al banco de carbonatos.

El cuerpo superior está separado del infrayacente por una superficie menor de inundación. Se interpreta como un banco de carbonatos con un margen arrecifal de tipo progradante. La agradación es importante y la

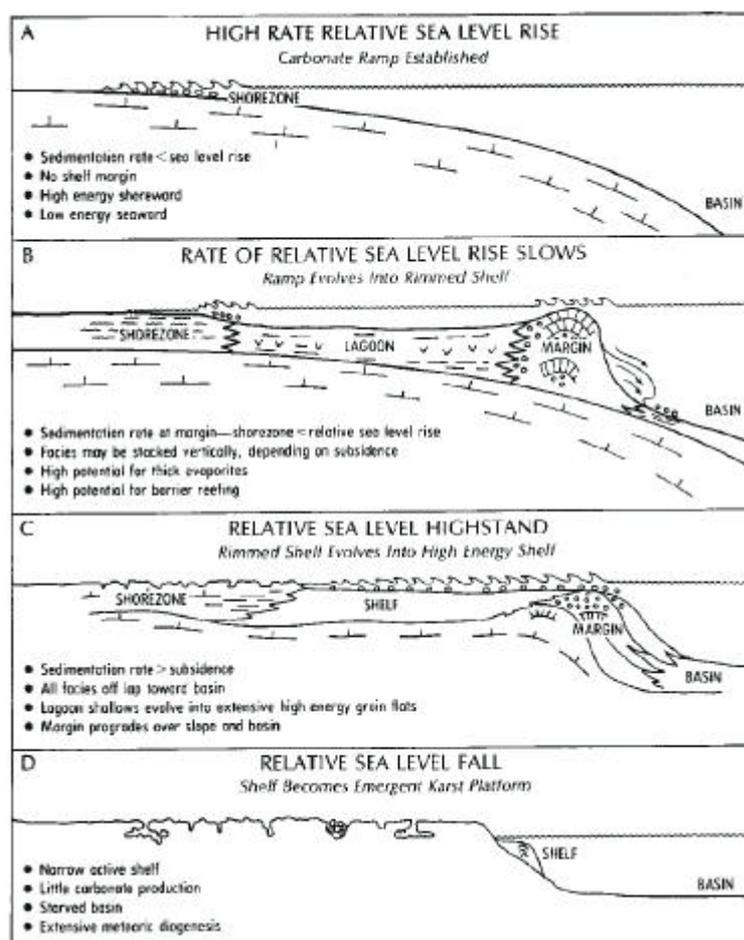


Fig. 2.23. Esquema que muestra la respuesta general de la sedimentación de carbonatos someros a los cambios relativos del nivel marino. Se asume que el clima y en consecuencia la tasa de producción de carbonato no cambian. Moore (1989).

altura máxima de los clinoformes puede alcanzar 100 metros, aunque la batimetría disminuye a medida que la plataforma prograda escalando sobre el talud. Esta situación caracteriza a una cuenca bien alimentada y a una plataforma cuya tasa de sedimentación iguala o supera la tasa de subida relativa del nivel marino, en términos secuenciales un “*late highstand prograding complex*”. En este contexto y siguiendo el modelo general de Moore (1989), las calcarenitas situadas a techo del banco de carbonatos pueden interpretarse como una nueva plataforma de alta energía (estadio c en la figura 2.23), aunque es necesario más trabajo para confirmar esta hipótesis. Por otro lado, el gran espesor y la geometría relativamente tabular de este cuerpo superior permite deducir una cantidad de subsidencia elevada pero poca rotación hacia cuenca.

El cese del desarrollo de la plataforma de Roca Narieda está asociado con la génesis de la discordancia que la separa de la Formación de Senyús suprayacente. Se observa erosión en el área situada hacia costa e inundación del área situada hacia cuenca. Ambos fenómenos son compatibles con una rotación tectónica hacia el NE del bloque donde se asienta la plataforma y el talud. Es probable que la flexión episódica de este bloque hacia cuenca sea el principal control de las facies y geometrías descritas.

Edad y correlación

La presencia de *Palorbitolina lenticularis* (Caus y Rodés, 1989) indica una edad Barremiense superior-Aptiense inferior, que puede restringirse al Aptiense inferior por su correlación física con la Formación de Cabó datada por ammonites y foraminíferos plantónicos. No se han descrito equivalentes regionales del Miembro de Roca Narieda, que podría corresponder en parte a las “calizas del Pollegó Superior” en la montaña del Pedraforca (Fig. 3.2).

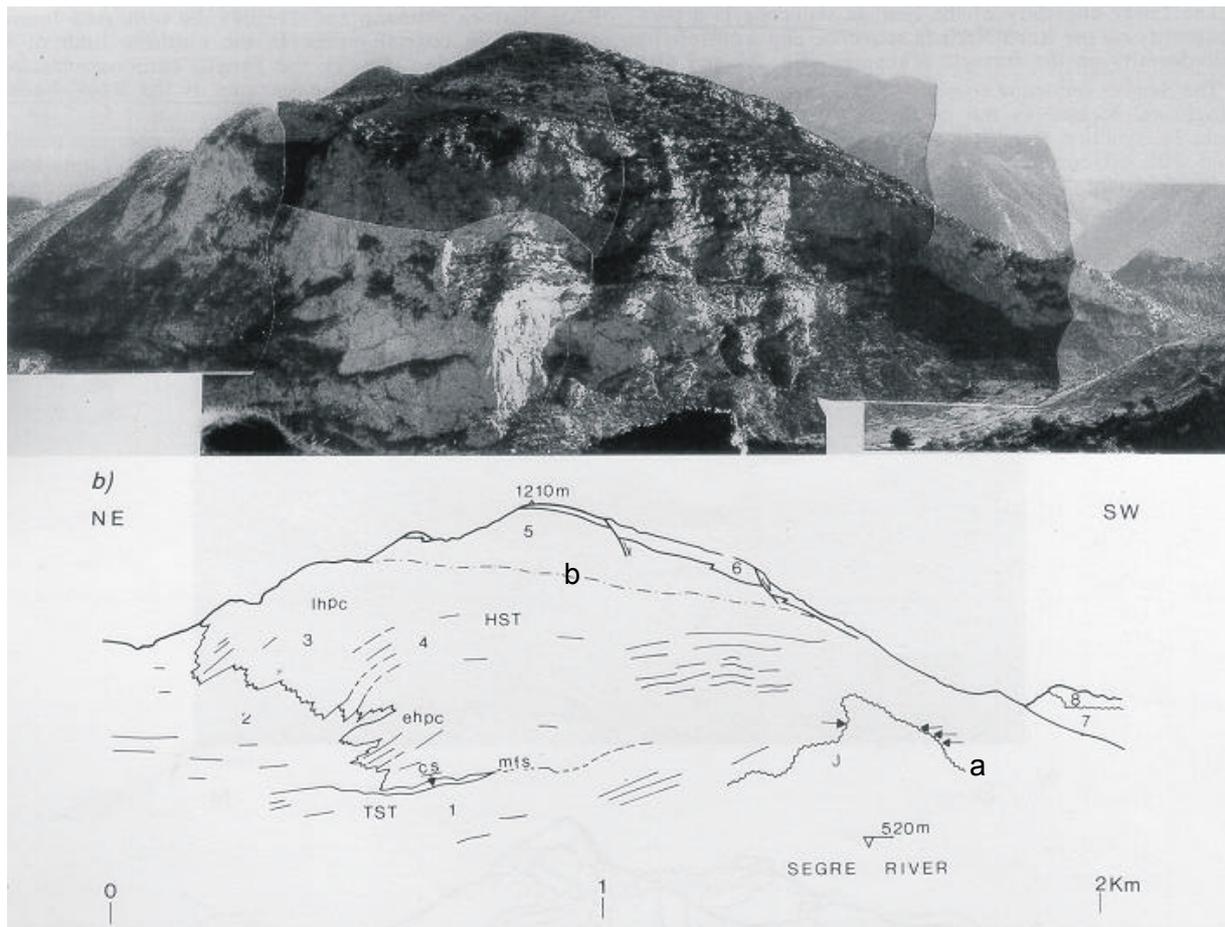


Fig. 2.24. a.- Fotografía de la montaña de Roca Narieda; b.- Dibujo de líneas e interpretación secuencial del banco de carbonatos de Roca Narieda en base a cambios relativos del nivel marino. 1: cuerpo de caliza inferior; 2: talud inferior y Margas de Cabó; 3: talud superior; 4: cuerpo de caliza superior; 5: Margas de Senyús; 6: Calizas de Nargó; 7: Margas de Font Bordonera; 8: Calizas de Santa Fe (Cenomaniense superior); J: secuencia jurásica; TST: cortejo transgresivo; cs: sección condensada; mfs: superficie de inundación; HST: cortejo de nivel marino alto; ehpc: complejo progradacional de *early highstand*; lhpc: complejo progradacional de *late highstand*; a y b son límites de secuencias. Las flechas representan *onlap*. Las cotas son sobre el nivel del mar. Extraído de Berástegui *et al.* (1990).

Formación de Margas de Senyús

Toma el nombre del pueblo de Senyús, situado en medio de la Vall de Cabó y construido sobre la parte superior de la formación. La sección tipo es la sección de Cabó [13]. Las coordenadas UTM de la base son X: 354.80; Y: 4.677.17 y las del techo son X: 354.70; Y: 4.676.20. Otras secciones complementarias son las secciones de Fontanet y de Montdellit [5] [6], las secciones del alto de Roca Narieda [4], la sección de Senyús [15] y la sección de Collegats [22] [23].

Características distintivas y definición de límites

Es una formación heterogénea constituida por margas y calizas en proporción variable según su posición en la cuenca sedimentaria y mostrando un patrón complejo de facies relacionadas. El contacto inferior con la Formación de Cabó ocurre entre margas, por lo que es difícil de situar a nivel de afloramiento, aunque puede

ser trazado fotogeológicamente siguiendo líneas de capa, ya sea desde el techo del Miembro de Roca Narieda o desde la base del Miembro Roc del Diable. El techo está definido por la desaparición de las acumulaciones de orbitolinas y de los restos de fauna arrecifal contenidos en las margas, localmente hay en este límite un nivel de lutitas ferratilizadas con pisolitos, pero es más común que este horizonte se halle erosionado bajo la capa tempestítica “capa T” que marca con claridad la base de la Formación de Font Bordonera.

Dimensiones, forma y relaciones regionales

Forma una banda casi continua de afloramiento que se extiende por parte de la Vall de Cabó (Fig. 2.25), la margen derecha del río Segre (Figs.2.26,2.38) y la montaña de Roca Narieda. El espesor de 775 metros en la sección de Cabó [13] se incrementa hacia el ESE hasta alcanzar 880 metros en la sección de Fontanet [5], que representa el máximo en toda el área. Siguiendo la dirección de las capas en sentido contrario, es decir hacia el ONO, pasa completamente en lateral a los Miembros de Calizas de Roc del Diable y Nargó, mientras

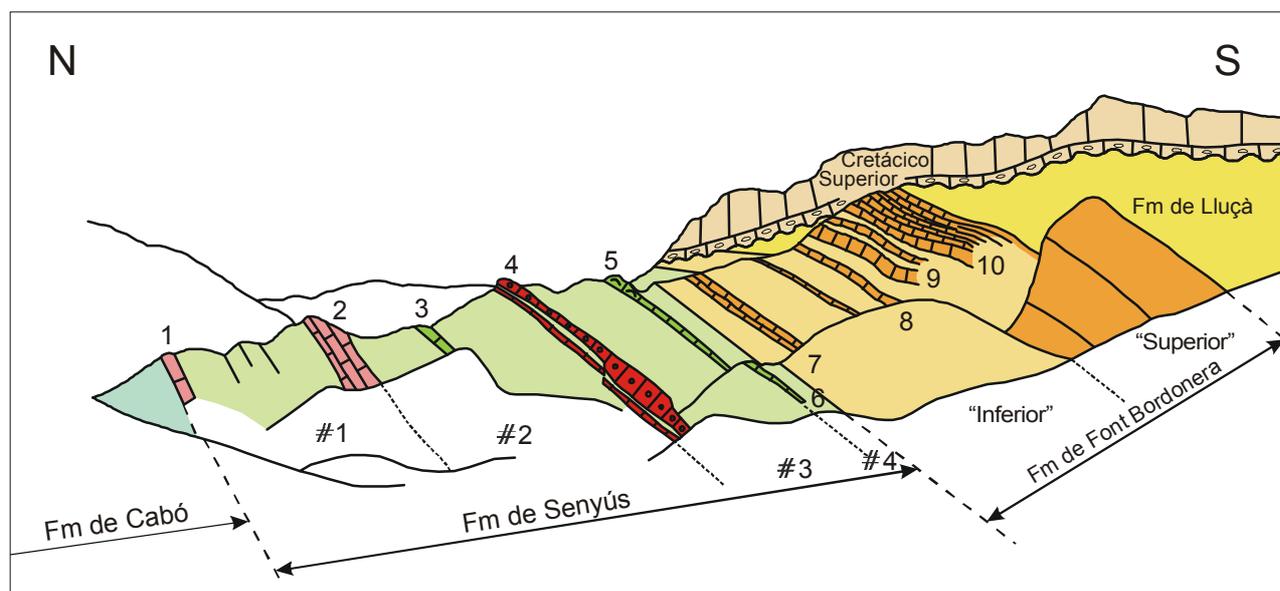


Fig. 2.25. Panorámica del Aptiense-Albiense inferior de la Vall de Cabó al sureste del pueblo de Cabó (modificada de Bachmann, 1994). Se indican del 1 al 10 las divisiones en tramos de Bachmann (1994) y del #1 al #4 las divisiones de las formaciones usadas en este trabajo. Al fondo se aprecia la discordancia cenomaniense.

que hacia el flanco sur del sinclinal parte de la formación grada al Miembro de Nargó y parte termina por acuñamiento sobre el sustrato y por acuñamientos internos. Estos cambios son visibles en la vertiente oriental de la montaña de Nargó (orientada hacia el río Segre) y en la montaña de Roca Narieda.

Descripción

Se diferencian 4 unidades (Figs. 2.3b, 2.17, 2.18):

- Senyús-1. Consiste en una serie monótona de margocalizas grises, en general pobres en fauna. La sección de Cabó [13] atraviesa 165 metros de margas, situadas entre dos lenguas de caliza del Miembro Roc del Diable, mientras que hacia el sureste, en dirección a la parte profunda de la cuenca, las calizas son progresivamente sustituidas por margas, tipificadas por los 297 metros de la sección de Fontanet [5]. El afloramiento de Fontanet se sigue cartográficamente hasta el flanco sur del anticlinal de San Corneli, donde se sitúa la serie de Montdellit [6] pero la correlación entre ambas secciones es delicada debido a

acuñamientos internos dentro de la Formación de Senyús y pasos laterales al Miembro de Nargó. En Mondellit la base de Senyús-1 está marcada por la aparición de margas con ammonites, equínidos, espongiarios y braquiópodos, de hecho la misma asociación presente en las primeras margas que cubren el techo de la Caliza de Roca Narieda [4].

- Senyús-2. Se inicia por la denominada “lente inferior de margas oscuras”. En la sección de Fontanet [5] se compone de 111 metros de margas oscuras sin trazas de estratificación, sólo cerca del techo intercalan capas de margocalizas y capas de *silt* calcáreo entre 2 y 5 cm de espesor, tubos de burrows y grandes concreciones elípticas de carbonato tipo *cementstone*, que han crecido diagenéticamente envolviendo a los *burrows*. La lente se acuña hacia el sur y de forma progresiva hacia el noroeste, terminando cerca de la sección de Cabó como un horizonte margoso con aparición de ammonites, allí Bernaus (1995) ha determinado un ejemplar de la familia *Acanthohoplitidae*.

Sobre las margas oscuras yace en contacto brusco una sucesión de margas y margocalizas grises con espículas. En Fontanet forman ciclos simétricos de carbonatación, típicamente entre 7 y 15 metros (Fig.

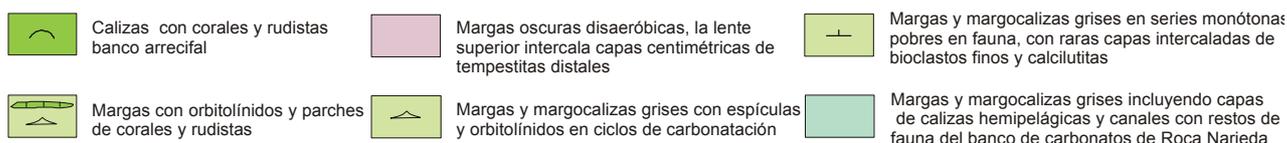
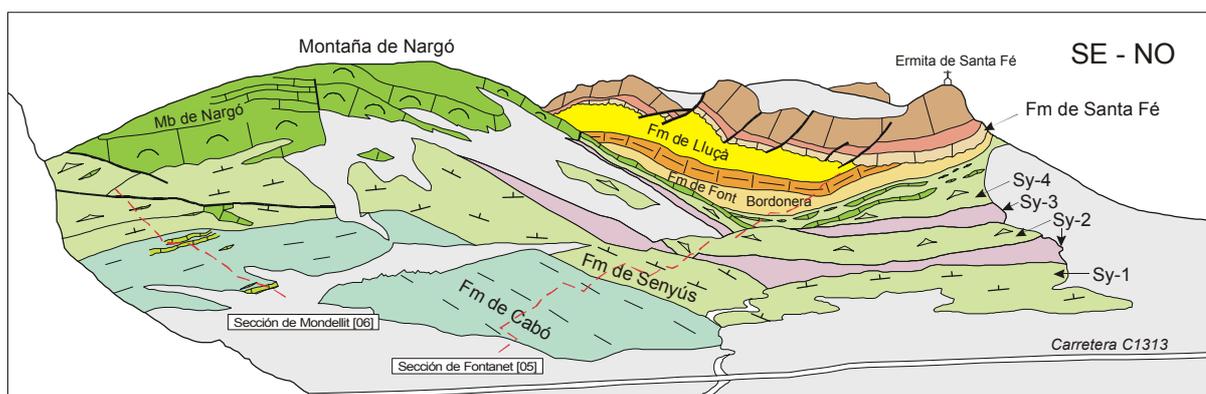


Fig. 2.26. Formaciones del Aptiense-Albiense inferior en el flanco sur del sinclinal de Santa Fe y en la cara NE de la montaña de Nargó (anticlinal de San Corneli). Destaca el paso lateral de las calizas arrecifales del Miembro de Nargó a margas con orbitolinidos y la intercalación de dos lentes de margas oscuras con tempestitas distales. La discordancia de la Fm de Santa Fé es visible bajo la ermita de Santa Fe.

2.27), apareciendo hacia la mitad los orbitolínidos. Son facies de talud de la plataforma de carbonatos de Nargó situada al suroeste. La sección de Cabó, prácticamente sin fauna, corresponde a un ambiente algo más profundo, mientras que la sección del pueblo de Senyús [15], más próxima al margen oeste de la cuenca, contiene fauna de plataforma externa como orbitolínidos, equínidos, braquiópodos y espongiarios y se considera más somera. Entre las margas se reconoce un montículo calizo de corales, algas, orbitolinas y macrofauna silicificada, que alcanza hasta 6 metros de espesor. El techo de Senyús-2 está marcado por una capa de caliza con un suelo endurecido a techo sobre el que se acumulan ammonites, esponjas y equínidos irregulares.

- Senyús-3. En la base hay un paquete de calizas de color ocre con entidad cartográfica, que se extiende unos 10 km a lo largo de la Vall de Cabó (Fig. 2.28) acuñándose entre margas tanto hacia el NO como hacia el SE. La sección de Cabó corta la sucesión más potente, formada por 54 metros de grainstones-packstones ferruginosos dispuestos en tres ciclos granodecrecientes. Las bases de los ciclos son bruscas y en ellas se concentran trozos de corales, briozoos, moluscos, orbitolínidos, equinodermos y litoclastos. Sigue un intervalo que puede tener estratificación cruzada de gran escala, formado principalmente por foraminíferos, interpretado como sedimentos de la cresta de la barra. El techo de los ciclos se compone de packstones de espículas y pequeños foraminíferos dispuestos en capas delgadas con estratificación ondulada y de margocalizas bioturbadas. Se interpretan como pertenecientes al flanco o talud de la barra.

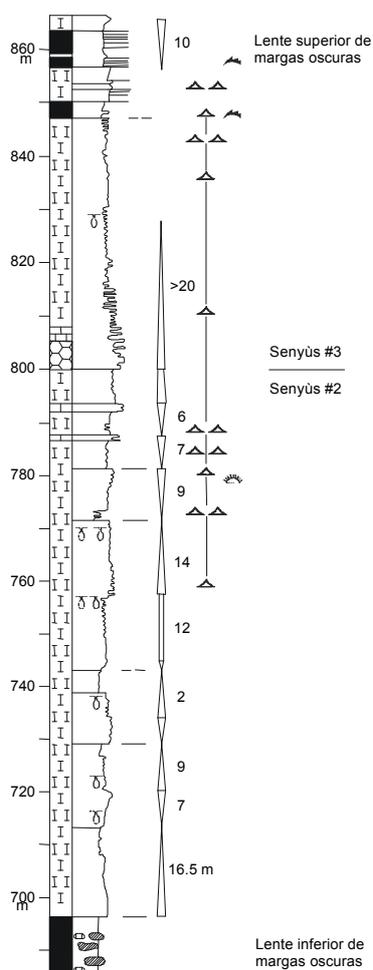


Fig. 2.27. Detalle del tramo 2 de la Formación de Senyús en la sección de Fontanet [5] mostrando ciclos asimétricos de carbonatación en margas/margocalizas grises bioturbadas con una tendencia general somerizante (aparición de orbitolinas a mitad de sección). Son facies de talud relacionadas con una etapa de crecimiento del banco de carbonatos de Nargó, en contraste con las margas oscuras a base y techo de la sección en que el crecimiento del banco se supone inhibido.

Las secciones de Senyús y Fontanet cortan únicamente facies del flanco de las barras similares a las descritas. En Senyús son 28 metros de packstones nodulosos separados por delgados interbancos de margas. Se componen de espículas, foraminíferos de tamaño pequeño y en escasa proporción orbitolínidos, restos de equínidos, briozoos y moluscos. Las variaciones del tamaño de grano indican una ciclicidad simétrica.

La dominancia de ciclos profundización sobre los ciclos de progradación indica que la sucesión vertical de las facies está gobernada por el apilamiento lateral de los cuerpos de barras. El límite superior de estos cuerpos coincide con la superposición de margas grises con orbitolínidos sobre el techo bioturbado de las barras, el cambio batimétrico corresponde a una profundización.

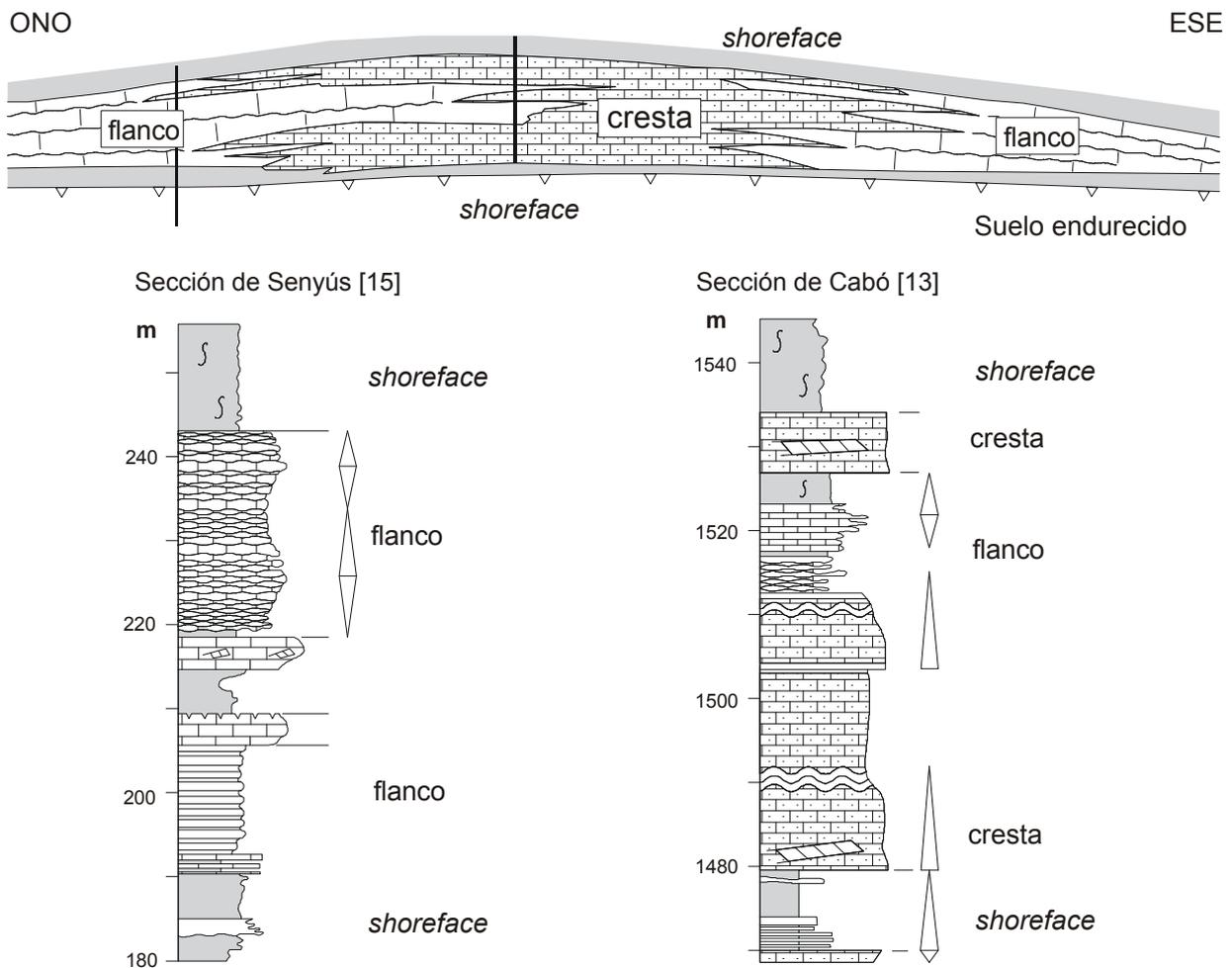


Fig. 2.28. Secciones estratigráficas en la barra de bioclastos situada en la base del tramo #3 de la Formación de Senyús en la Vall de Cabó y reconstrucción esquemática de su perfil.

Las margas grises con orbitolínidos que cubren las barras intercalan la denominada “lente media de margas oscuras”, un nivel guía que se extiende hacia el margen oeste sobrepasando la extensión de la “lente inferior”. En la sección de Fontanet consiste en 120 metros de margas oscuras con capas tabulares intercaladas, típicamente entre 1.5-7 cm de espesor y organizadas en ciclos negativos. Cada capa tiene la base neta y se compone de arenitas de bioclastos finos y calcisiltitas, con granoclasificación y laminación paralela y se interpretan como tempestitas distales. Los orbitolínidos y fauna habitual de la plataforma están prácticamente ausentes y es más característica una fauna oportunista de ostreidos formando biostromas. Esta

misma facies se encuentra en la sección de Cabó, aunque con un espesor mucho menor, 31 metros. La sección de Senyús difiere en que hay una menor proporción de margas oscuras con finas turbiditas y en cambio abundan capas de calcilutitas con cúmulos de orbitolinas orientadas selectivamente, indicando que las tormentas no aportan nuevo sedimento sino que retrabajan los depósitos autóctonos de la plataforma externa.

Sobre la “lente media de margas oscuras” hay otra vez margas grises con orbitolínidos formando ciclos negativos de carbonatación que se inician por margas y terminan en calizas. Los espesores medidos son de 70 metros en Fontanet [05], 59 metros en Senyús [15] y cero metros en la sección de Cabó [13] situada entre las anteriores. El problema de la omisión de este tramo en Cabó es dependiente de como se ha trazado la correlación en el perfil estratigráfico ONO-ESE (Fig. 2.17). La hipótesis desarrollada en este trabajo es que se halla erosionado en un alto estructural, pero serían necesarias secciones estratigráficas intermedias para afirmar una solución a este problema.

- Senyús-4. El espesor de esta unidad se incrementa ligeramente hacia el SE, 106 metros en Senyús, 120 metros en Cabó y 130 metros en Fontanet. Se inicia ubicuamente por margas grises, a veces oscuras, con acumulaciones de orbitolínidos y trozos de fauna arrecifal. Intercalan parches de calizas arrecifales con corales y rudistas, correspondientes al área de rampa profunda del Miembro de Nargó. Encima se encuentra una nueva recurrencia de margas oscuras con tempestitas distales (Fig. 2.29a), la denominada “lente superior”, más delgada que las precedentes. A techo de la formación las facies de margas con orbitolínidos y parches arrecifales recubren transgresivamente las plataformas de carbonatos (Fig. 2.29b).

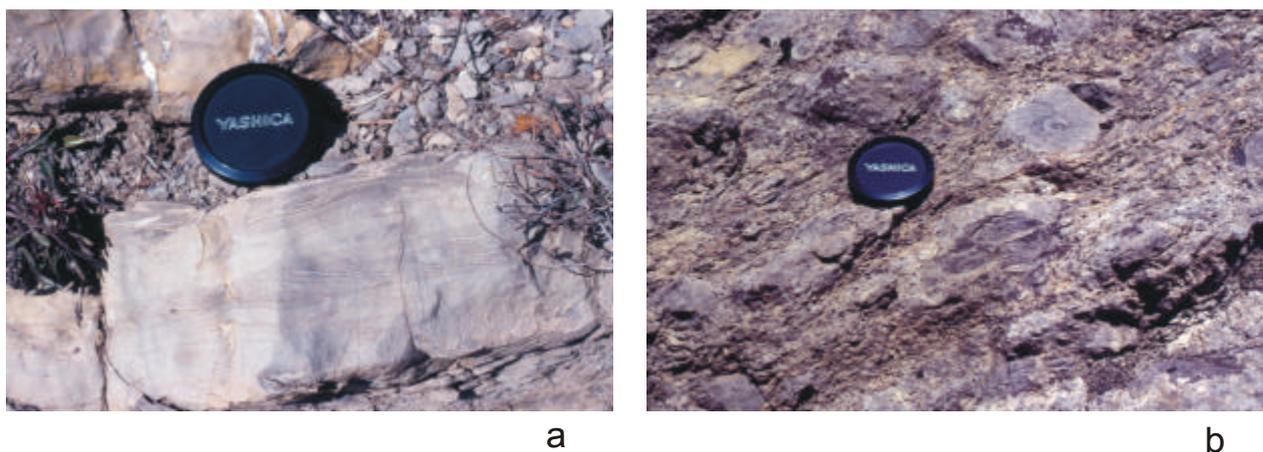


Fig. 2.29. a.- Capa de calcilutita con ripples y laminación paralela (parte alta del tramo #4 de la Fm de Senyús), corresponden a facies de cuenca; b.- margocalizas y calizas nodulosas compuestas casi exclusivamente por Orbitolínidos (techo del tramo #4 de la Fm de Senyús). Corresponden a facies de talud del banco arrecifal del Mb de Nargó.

Análisis de facies

La mayor parte del sedimento de la Formación de Senyús son margas depositadas bajo el nivel de oleaje de buen tiempo en la parte media y externa de una rampa de carbonatos influenciada por tormentas y corrientes de marea. La heterogeneidad de la formación es consecuencia de la variedad de ambientes existentes en la rampa media además de las variaciones en la batimetría registradas en sucesión vertical, las más importantes limitan los tramos descritos.

Entre las facies margosas se reconocen tres tipos: a) margas y margocalizas ricas en orbitolínidos, depositadas bajo el nivel del oleaje de buen tiempo en la parte media de una rampa de carbonatos. Se asocian a etapas de desarrollo de bancos arrecifales en el margen de la cuenca; b) alternancias de margas y margocalizas con espículas pero fauna bentónica escasa. Esta facies, más profunda que la anterior,

caracteriza en la unidad Senyús-1 a la zona externa de la rampa y a una cuenca somera; c) margas oscuras con capas de tempestitas. Son facies sin relación lateral con el resto, ricas en materia orgánica y depositadas contemporáneamente con el retrabajamiento por oleaje de los sedimentos de la rampa, cuando el crecimiento de las plataformas arrecifales se ha detenido. Para que el nivel de base de las tormentas alcance la parte media margosa de la rampa es necesaria una caída relativa del nivel marino, contexto similar al que origina los “forced regressive wedge” descritos por Hunt & Tucker (1993) en la cuenca Vocontiense.

La reconstrucción paleogeográfica de Bachmann (1994), presenta un modelo de rampa carbonatada que se profundiza hacia el noreste, con los cinturones de facies orientados NO-SE y una zona de costa E-O situada al sur de la traza en superficie del cabalgamiento de Bóixols (Fig. 2.30a). La parte interna de la rampa ocupa un área extensa que incluye los cuerpos biohermales del pueblo de Senyús en la Vall de Cabó y los arrecifes de la montaña de Nargó aquí incluidos en el Mb de Nargó. La parte media de la rampa es una franja estrecha que comprende los afloramientos alrededor del pueblo de Organyà y finalmente el dominio externo de la rampa no está caracterizado por afloramientos. En este trabajo se propone una reconstrucción que difiere de la anterior en los siguientes puntos (Fig. 2.30b):

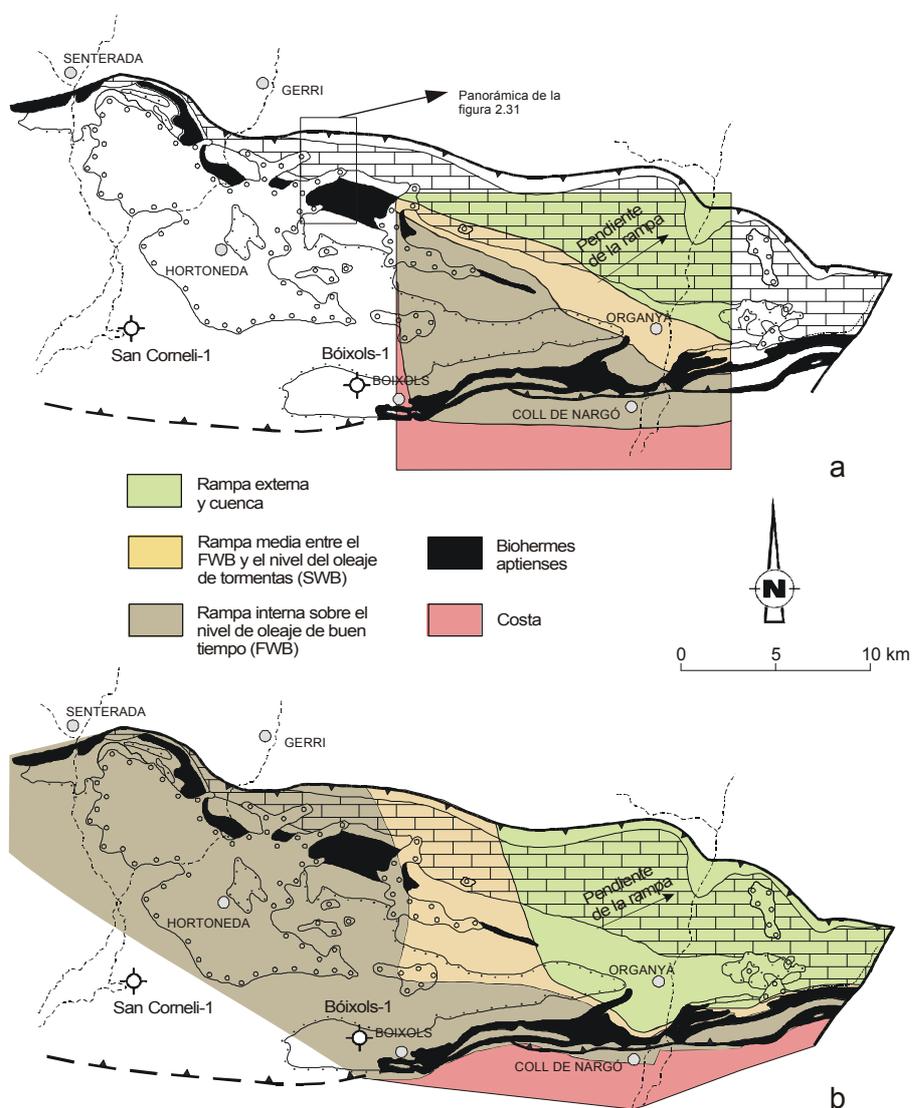


Fig. 2.30. Mapas de facies y modelo deposicional general para la parte superior de la Formación de Senyús según Bachmann (1994) (a) y este trabajo (b). La principales diferencias son la orientación y situación de los cinturones de facies y la interpretación del talud del margen sur como una rampa (a) o como una plataforma (b).

- 1) Los cinturones de facies tienen una orientación E-O en la parte meridional de la lámina de Bóixols y una orientación NNO-SSE en el área occidental donde se sitúa el pueblo de Senyús. En nuestra opinión sólo el área occidental de la cuenca presenta un perfil deposicional tipo rampa de carbonatos. La parte meridional se caracteriza por bancos de carbonatos pegados al relieve costero con tránsitos bruscos de plataforma a cuenca.
- 2) Bachmann (1994) infiere un dominio de rampa interna en el área situada alrededor del pueblo de Senyús. En nuestra opinión esto es únicamente válido para la unidad Senyús-4, caracterizada por una importante progradación de parches arrecifales. Dado que el mayor volumen de sedimentos de la Formación de Senyús corresponde en esta área a margas depositadas bajo el nivel del oleaje, consideramos más apropiado un contexto de rampa media. Consecuentemente, las facies de rampa media definidas por Bachmann en los alrededores del pueblo de Organyà se interpretan aquí como facies de rampa externa.

En lo que respecta a su evolución temporal, la Formación de Senyús forma un gran ciclo de somerización con relleno de la cuenca, suavizándose el perfil deposicional de los taludes heredados de la Formación de Cabó. En detalle esta tendencia está acompañada por pulsos de menor orden regresivos y transgresivos. Así, el límite entre Senyús 1 y Senyús 2 corresponde a una bajada relativa del nivel marino que produce la “lente inferior de margas oscuras”, seguida de una subida relativa, que combinada con la agradación origina los ciclos simétricos de talud descritos en la figura 2.27. El suelo endurecido situado entre las unidades Senyús 2 y Senyús 3 precede al desarrollo de un alto estructural en mitad de la plataforma abierta, sobre el que el oleaje y tal vez las corrientes de marea apilan las barras de bioclastos. Este alto quedó posteriormente sumergido bajo el nivel del oleaje y cubierto por margas con orbitolínidos, cuyo mantenimiento se interrumpe por una nueva caída relativa del nivel marino, que produce la “lente media”. Un subsecuente ascenso restablece la facies de margas con orbitolínidos, finalizando la unidad con un pulso de alzamiento tectónico que renueva el relieve del alto estructural cuya zona de cresta se erosiona.

Durante la unidad Senyús-4 las plataformas de carbonatos, hasta este momento básicamente agradacionales, progradan fuertemente, indicando que el perfil deposicional de la cuenca es una rampa de pendiente suave. “La lente superior de margas oscuras” se interpreta al igual que las anteriores como el efecto de una bajada relativa del nivel marino que sitúa la plataforma sobre el nivel del oleaje de tormentas. La recuperación de fauna arrecifal está marcada por la subsiguiente expansión de las margas con orbitolínidos, que al final de la unidad son transgresivas sobre las plataformas arrecifales de los márgenes de la cuenca. Esta tendencia profundizante está interrumpida por una importante caída relativa del nivel marino que pone fin a los ambientes arrecifales que dominan en esta formación.

Edad y correlación

Schwenke (1993) cita en la parte ¿media? de la formación foraminíferos plantónicos de la zona de *H. gorbachikae*, con un rango de edad entre el Aptiense superior y el Albiense inferior. Las determinaciones realizadas por Peybernès (1976) se sitúan de hecho en el Miembro de Nargó, y serán comentadas en la correspondiente unidad. García-Senz *et al.* (1995) citan de base a techo *O. parva*, *O. texana* (forma primitiva), *O. texana*, *O. subconcava* (forma primitiva) y *O. subconcava*, atribuidas al Aptiense medio-superior. Los fósiles y la posición estratigráfica sugieren en conjunto una edad Gargasiense-base del Clansayesiense.

La Formación de Senyús en Organyà se correlaciona con parte de las margas de l’Enforcadura de la montaña del Pedraforca, concretamente con las margas ricas en orbitolínidos que hay a techo de las calizas del Pollegó superior (las margas situadas bajo la caliza del Pollegó inferior contienen biostromas de ostreidos con glauconita, característicos como más adelante se describirá de la “unidad inferior” de Font Bordonera). Hacia el sur, en la Serra del Montsec, Peybernès (1976, 1995) correlaciona la Formación de Senyús con su unidad “marnes et marno-calcaires ligniteux à *Pseudochoffatelles*”. En este trabajo se propone que la intercalación de lignitos en la unidad de marnes a *Pseudochoffatelles* se correlaciona con el límite entre las

Miembro Roc del Diable

Toma el nombre del Roc del Diable, una pared vertical de caliza de unos 140 metros de altura situada en la margen izquierda del Congost de Collegats. La sección tipo [23] corta cómodamente la sucesión en la carretera N260. Las coordenadas UTM de la base son X: 338.25; Y: 4.683.30 y las del techo son X: 338.23; Y: 4.683.05. Otras secciones complementarias son la de Collegats-Collado [22] y la de Cabó [13], que caracterizan la zona de interdigitación con la Formación de Senyús.

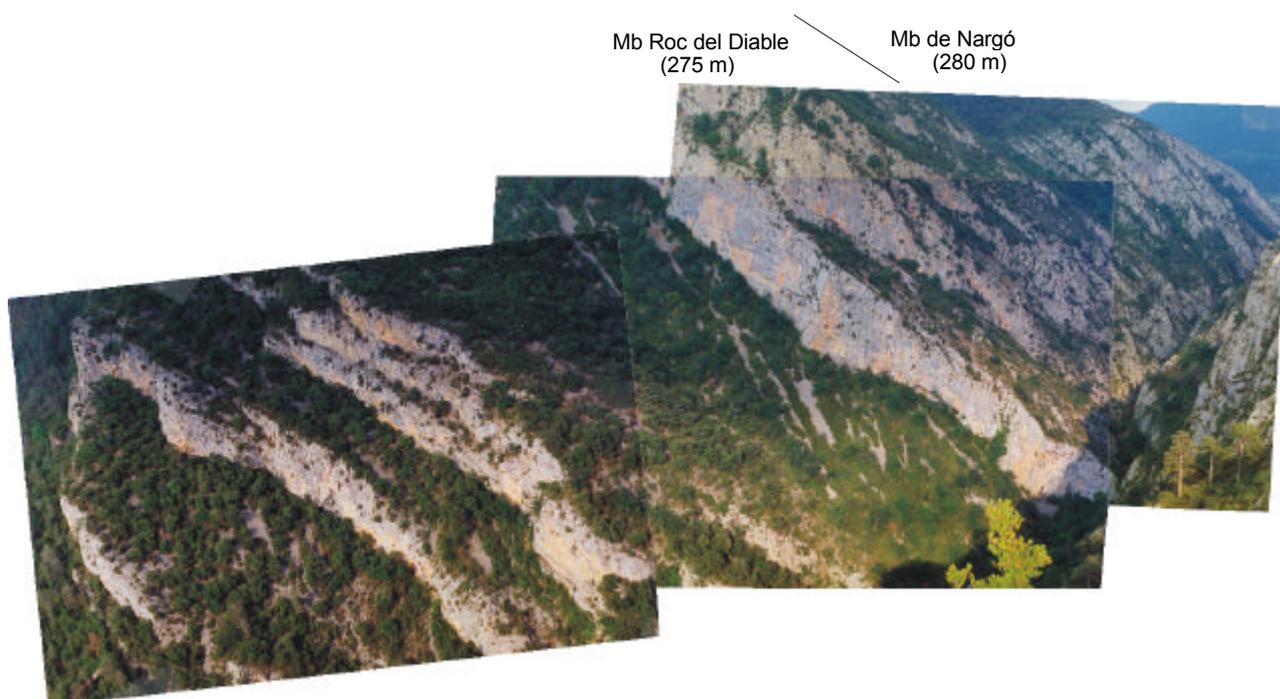


Fig. 2.31. El margen derecho del Barranc de la Coma d’Orient. En primer plano se observa la sucesión de barras gris-rojizas que compone la plataforma de bioclastos del Mb Roc del Diable (estratificación cruzada de gran escala visible en el centro de la fotografía) y al fondo el aspecto gris y masivo de las calizas arrecifales del Mb de Nargó. Situación en la figura 2.30.

Características distintivas y definición de límites

El Miembro Roc del Diable se compone de calizas agrupadas en paquetes de espesor decamétrico, internamente con una estratificación de tipo tableado característica, que puede ser paralela o cruzada de gran escala (Fig. 2.31). La textura varía desde grainstones bioclásticos ferruginosos de tonos rojizos a wackestones de espículas de color oscuro. La base es un contacto neto de calizas sobre margas pertenecientes a la Formación de Cabó, o un contacto transicional de calizas sobre margocalizas y capas canaliformes de calizas, pertenecientes a la Formación de Senyús. El contacto superior con el Miembro de Nargó se sitúa en el cambio de calizas bioclásticas rojizas a calizas grises arrecifales con corales, rudistas y orbitolinas, estas últimas con estratificación más difusa y masiva. Cuando el Miembro de Nargó no está presente, el techo de la unidad es un tránsito brusco de calizas a margas pertenecientes a la Formación de Senyús.

Dimensiones, forma y relaciones regionales

Aflora a lo largo del flanco norte del sinclinal de Santa Fe, desde la Serra de Peracalç hasta las proximidades del río Segre y está ausente en todo el flanco sur. Los afloramientos situados alrededor del

Congost de Collegats se caracterizan porque los cuerpos de caliza tienen forma de cuña, con la base oblicua al techo. La razón de esta geometría no está satisfactoriamente resuelta, en algunos casos hay evidencias de que la base es canaliforme sobre las margas de Senyús, mientras que en otros casos se aprecia un paso lateral, aunque bastante brusco, a las citadas margas (Fig. 2.32). Los 111 metros medidos en sección tipo de la carretera del Congost de Collegats [23] corresponden al espesor máximo de uno de estos cuerpos, que se reduce a sólo 50 metros en la serie del Collado [22], situada a 500 metros de distancia.

Desde el Congost de Collegats hacia el sureste, el Miembro Roc del Diable está parcialmente cubierto por conglomerados terciarios discordantes, reapareciendo en Solà de La Coma d'Orient (NE de Hortonedá, Fig. 2.31), con un espesor de 275 metros medidos en cartografía. Esta potencia se mantiene hasta la sección de Cabó, donde se divide en dos lenguas principales de caliza de 81 y 34 metros respectivamente, que se adelgazan poco a poco indentándose con las margas de la Formación de Senyús hasta desaparecer antes del río Segre.

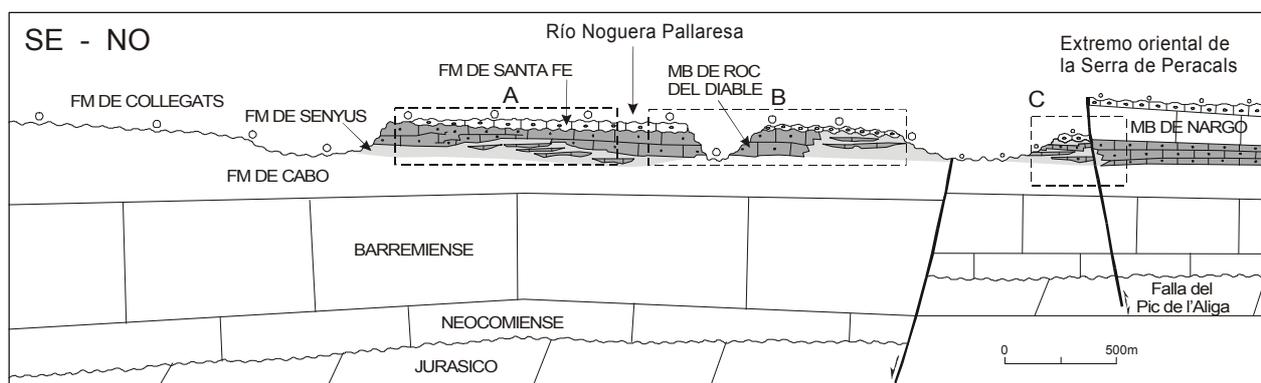


Fig. 2.32. Cambios de espesor bruscos y tránsito a margas de las calizas con bioclastos del Miembro del Roc del Diable en las laderas del Congost de Collegats. Los recuadros sitúan las panorámicas de la figura 2.33.

Vertientes del Congost de Collegats

Se diferencian hasta cuatro cuerpos con forma de cuña (Figs. 2.32, 2.33). Sus bases están formadas por packstones con bioclastos de tamaño arena, principalmente pequeños miliólidos, foraminíferos, espículas e intraclastos. Se han depositado bajo el nivel medio del oleaje en la parte media de la plataforma. En lateral gradan bruscamente en sentidos opuestos a facies de talud formadas por margas y margocalizas y canales laxos rellenos por packstones con la misma petrografía que la plataforma, lo que sugiere que provienen de ella. Las paleocorrientes medidas en marcas de base se orientan noreste-suroeste (222°), en consecuencia el corte de los canales es transversal.

En las secciones estratigráficas de Collegats [22, 23] la evolución vertical es somerizante. Los packstones finos de espículas de la parte inferior son progresivamente reemplazados por grainstones con estratificación cruzada compuestos de trozos groseros de fauna de plataforma interna como algas dasycladáceas, briozoos, rudistas, corales, orbitolínidos, braquiópodos y equínidos.

Afloramiento de La Vall de Cabó

Un cambio lateral de facies de grainstones-packstones a wackestones oscuros con espículas ocurre aproximadamente en la cresta divisoria entre el Solà de la Coma d'Orient y la Vall de Cabó. Esta última litología forma una barra morfológica que se extiende más de 10 km a lo largo de la Vall de Cabó, hasta que se diluye hacia el ESE entre margas pobres en fauna. La sección de Cabó [13] se sitúa en esta zona de indentación, cortando dos lenguas de caliza formadas por wackestones oscuros bien estratificados y

agrupados en paquetes separados por calizas margosas (Figs. 2.17, 2.25). Algunos techos de paquetes corresponden a superficies de omisión con concentración de pistas de bioturbación y nódulos ferruginosos. La macrofauna es poco abundante, sólo trozos de moluscos y erizos, pero en lámina delgada se reconocen abundantes espículas de espongiarios, pequeños foraminíferos circalitorales como *Glomospira*,



Fig. 2.33. a.- Pared del Roc del Diable en el Congost de Collegats (derecha) y su continuación hacia el sureste (izquierda). Las calizas del Mb Roc del Diable tiene forma de cuña que se abre en direcciones opuestas. El límite inferior oblicuo sitúa calcarenitas con espículas sobre las margas con canales. La parte media-alta se compone de barras (flecha). El diagrama en rosa muestra la orientación de las paleocorrientes en los canales; b.- Cretácico inferior en la ladera derecha del Congost de Collegats. Las calizas bioclásticas del Mb del Roc del Diable gradan a margas hacia el noroeste. Superiormente están erosionadas por la Fm de Santa Fe (Cenomaniense) y por los conglomerados del Paleógeno discordantes; c.- Paso lateral brusco hacia el sur de las calizas bioclásticas del Roc del Diable a margas con canales en el Pic de l'Àliga (extremo oriental de la Serra de Peracalç). Dibujos a partir de fotografías.

Nautiloculina, *Bellorussiella*, *Sabaudia*, *Bolivinopsis* y *praenezazátidos* (Bernaus, 1995). Los orbitolínidos aparecen únicamente en la parte alta de la lengua superior. En general, la coloración oscura y la presencia constante de cristales de pirita indican un contenido significativo de materia orgánica y un ambiente deposicional reductor bajo el nivel del oleaje de tormentas.

Análisis de facies

La figura 2.34 esquematiza el perfil deposicional y la distribución lateral de las facies. El área bajo el nivel medio del oleaje se desarrolla extensamente a lo largo de la Vall de Cabó, con una pendiente homogénea de tipo rampa, que alcanza la máxima profundidad cerca del río Segre, el sitio de cuenca regional durante el Aptiense. El interior de la rampa es una superficie dominada por el oleaje con acumulaciones de bioclastos formando barras. Una característica remarcable es la ausencia de un dominio interno con facies de ambiente restringido; por el contrario, el interior de la rampa tiene un perfil irregular con taludes en sentidos opuestos definiendo altos y surcos.

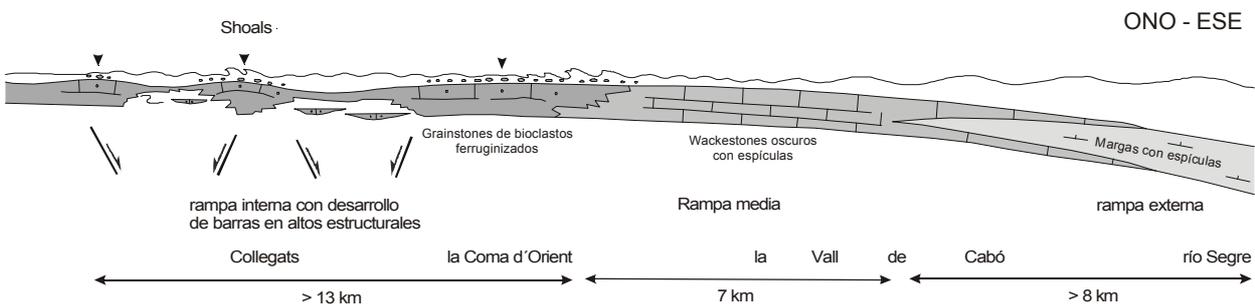


Fig. 2.34. Perfil deposicional esquemático con la distribución de facies del Miembro del Roc del Diabre (Aptiense superior)

Edad y correlación

Peybernés (1976) reconoce en la sección de la carretera de Collegats *Mesorbitolina parva*, *M. minuta* y *Pseudochoffatella cuvillieri*, asociación característica de la zona de *Pseudochoffatella cuvillieri* (Gargasiense, Aptiense superior). Según la zonación de este autor estos terrenos son equivalentes a la parte media-alta (U4a) de las Calizas del Pollegó Superior, en la montaña del Pedraforca y a las calizas U4b de la Serra del Montsec.

Miembro de Nargó

La localidad tipo es la montaña de Nargó, situada en la margen derecha del río Segre. Su ladera escarpada es visible mirando hacia el oeste desde la carretera de Coll de Nargó a Organyà. La sección tipo del Miembro de Nargó no está definida, aunque su estratigrafía está documentada en las secciones complementarias de la Roca de San Isidre [25], Peracalç [24], Coma d'Orient [19] [20] [21], Barranc de Culles [9] [10], Setcomelles [17] y Roca de Perles [3].

Características distintivas y definición de límites

Se compone de calizas grises, generalmente masivas, con planos de estratificación irregulares, texturas wackestone a packstone y con un contenido abundante de fauna arrecifal, corales, rudistas, orbitolinas y algas, formando biostromas y biohermes. Son características las acumulaciones de orbitolínidos, especialmente hacia su parte superior.

En los afloramientos occidentales de la cuenca su base es un contacto litológico brusco y concordante sobre el Miembro Roc del Diabre, formado por calizas bioclásticas de tonos ocre (Fig. 2.31), mientras que en

los afloramientos del margen sur yace sobre un sustrato variable que puede ser el Jurásico, las calizas de Roca Narieda o las margas de la Formación de Senyús. Cuando el sustrato son las dolomías del Jurásico, los primeros metros de la unidad pueden estar también dolomitizados. El límite superior del Miembro de Nargó con la Formación de Font Bordonera corresponde a un contacto litológico brusco entre calizas arrecifales con acumulaciones de orbitolinas y la capa tempestítica "T", o si esta capa no está presente, con margas grises con ostreidos, calizas bioclásticas o excepcionalmente margas rojizas con pisolitos ferruginosos. El techo del Miembro de Nargó puede estar localmente ferruginizado, corroído por microlapiaz o erosionado en paleorelieves (Roca de San Isidre, río Flamisell, Fig. 2.42).

Dimensiones, forma y relaciones regionales

Aflora en ambos flancos del sinclinal de Santa Fe, con excepción de la Vall de Cabó donde está reemplazada por facies margosas pertenecientes a la Formación de Senyús. En los afloramientos del flanco norte del sinclinal tiene forma de cuña que se cierra progresivamente hacia el ONO (Fig. 2.17), desde 280 metros en la Coma d' Orient a unos 190 metros en Peracalç y 150 metros en el río Flamisell. Los cambios de espesor más acusados se observan no obstante en el flanco sur del sinclinal, con un máximo de 250 metros en la montaña de Nargó, que se reduce hacia el oeste (42 metros en Montanisell [16], 0-32 metros en Setcomelles [17]) y hacia el suroeste y sureste (0-46 metros en el Barranc de Culles [09] [10], 0-13 metros en la Roca de Perles [03]). La parte superior de la unidad forma una lengua de caliza de hasta 130 metros de espesor que prograda hacia el norte, aumentando paulatinamente el contenido en marga y haciéndose los cuerpos de caliza más delgados y discontinuos hasta desaparecer entre la Formación de Senyús (Fig. 2.17).

Sección de la Coma d' Orient [19, 20, 21]

Esta sección sirve de referencia para la división en unidades de este miembro. La numeración sigue a la empleada para la división de la Formación de Senyús. La unidad inferior (#2), de unos 137 metros de espesor, está formada por caliza masiva gris con biohermes de corales y rudistas, terminando en un suelo endurecido con acumulación de orbitolinas ferruginizadas [21], que se correlaciona con el encontrado en el tramo equivalente de la Formación de Senyús.

La unidad #3 se inicia por 10 metros de margas amarillentas llenas de orbitolínidos, seguidos de 21 metros de calizas bioclásticas ocres con briozoos y orbitolinas orientadas en láminas paralelas o cruzadas. Este complejo de barras, desarrollado en el interior de la plataforma, se correlaciona con las barras descritas en la Formación de Senyús, desarrolladas en plataforma abierta. Encima hay 50 metros de calizas masivas grises, wackestones-packstones de orbitolinas, corales y rudistas, que constituyen una recurrencia de la facies descrita en la unidad 2. Por último, la unidad superior (#4), fácilmente accesible, ha sido detallada en la sección [20]. Consiste en 64 metros de calizas grises estratificadas en paquetes entre 1.5 y 10 metros de espesor. Cada paquete es el resultado de una o varias secuencias de somerización que idealmente se inician por calizas margosas con acumulaciones de orbitolínidos y terminan por bancos de corales y rudistas.

Sección de Peracalç [24]

Representa a la unidad superior (#4). Los primeros 34 metros están formados por wackestones y mudstones de miliólidos, orbitolínidos y capas biostromales de rudistas (Polyconites). La fauna, poco diversificada y con predominio de foraminíferos hialinos se interpreta como perteneciente a la parte interna protegida de la plataforma. Lateralmente hay montículos de rudistas de forma irregular o circulares, formados por rudistas en posición de vida con la valva inferior en contacto (Fig. 2.35). Los últimos 15 metros de la sección se componen de packstones de rudistas poco fragmentados, que hacia el techo son sustituidos por restos de equínidos, briozoos y ostreidos. Esta asociación es indicativa de la apertura de ambientes en la plataforma, cerca del tránsito a la Formación de Font Bordonera.

Sección de la Roca de San Isidre [25]

La Roca de San Isidre es un relieve de casi 200 metros de altura que domina la margen izquierda del río Flamisell (Fig. 2.42). La caliza masiva que forma la pared vertical corresponde a las unidades 3 y 4 del Miembro de Nargó, mientras que las laderas somitales calcáreo-margosas corresponden a la Formación de Font Bordonera. Ambas unidades están separadas por un contacto erosivo irregular que corta estratos más antiguos hacia el sur.



Fig. 2.35. Pequeño montículo (*mound*) circular de rudistas ¿Polyconites? visto en planta. Miembro de Nargó (Aptiense superior), Serra de Peracalç.

Los niveles estratigráficos más bajos del Miembro de Nargó se observan en el camino que sale de la central eléctrica hacia el sur, formados por wackestones masivos oscuros de orbitolínidos, miliólidos y rudistas flotando dispersos o agrupados en niveles biostromales. Son facies como las descritas en Peracalç, pertenecientes a la parte interna de la plataforma. Este camino intercepta una falla inversa que sube el bloque norte adicionando sección estratigráfica, de manera que los 67 metros de sección medida corresponden a la unidad más alta (#4). Está compuesta por capas gruesas de caliza (wackestones de orbitolínidos, miliólidos y rudistas, fragmentados o agrupados en biostromas), separadas por intercalaciones de calizas arcillosas negras, ricas en orbitolínidos, que envuelven a nódulos más carbonatados. El techo es neto, marcado por varias superficies ferruginosas irregulares y una acumulación de corales, indicativa de un aumento batimétrico. Las calizas de la Formación de Font Bordonera suprayacentes se distinguen por su contenido en finos bioclastos y espículas de esponjas.

Montaña de Nargó

La montaña de Nargó es un relieve anticlinal modelado en las calizas del Miembro de Nargó. Su cara noreste expone tres cuerpos de caliza (A, B, y C en la figura 2.36, ver también la figura 2.26) con un apilamiento progradante que se indentan hacia el NNE con las Margas de Senyús. Los dos inferiores son masivos, formados por biohermes de corales y wackestones-packstones de orbitolínidos, dasycladáceas, trozos de equínidos y de rudistas. Hacia el sureste terminan contra dos fallas subverticales (F1 y F2 en la figura 2.36). En el bloque que se interpreta como hundido de la falla F2 hay margas de la Formación de Senyús que incluyen algún ammonites y canales de 0.5-1.5 m de espesor y continuidad decamétrica rellenos por calizas con trozos de corales. El cuerpo superior C, denominado informalmente “lengua de caliza del Miembro de Nargó”, cubre hacia el norte y hacia el sureste a las Margas de Senyús. Se compone de

framestones de corales domales, estromatopóridos y biostromas de rudistas que gradan en lateral hacia el norte (cuenca) y en vertical a margas ricas en orbitolínidos.

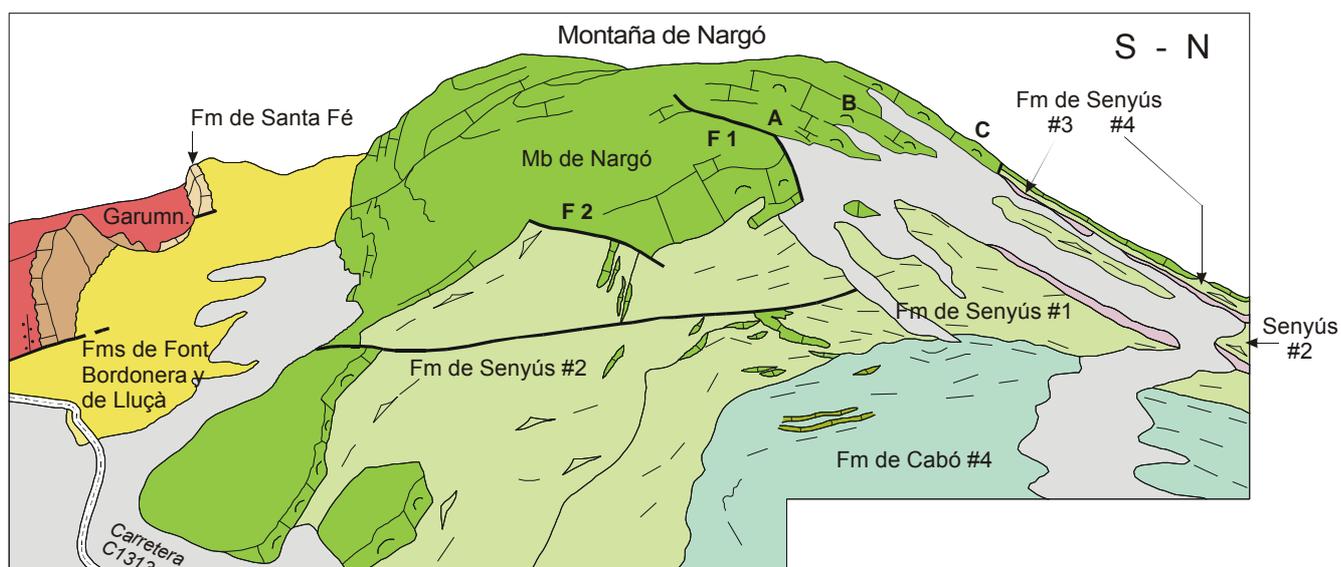
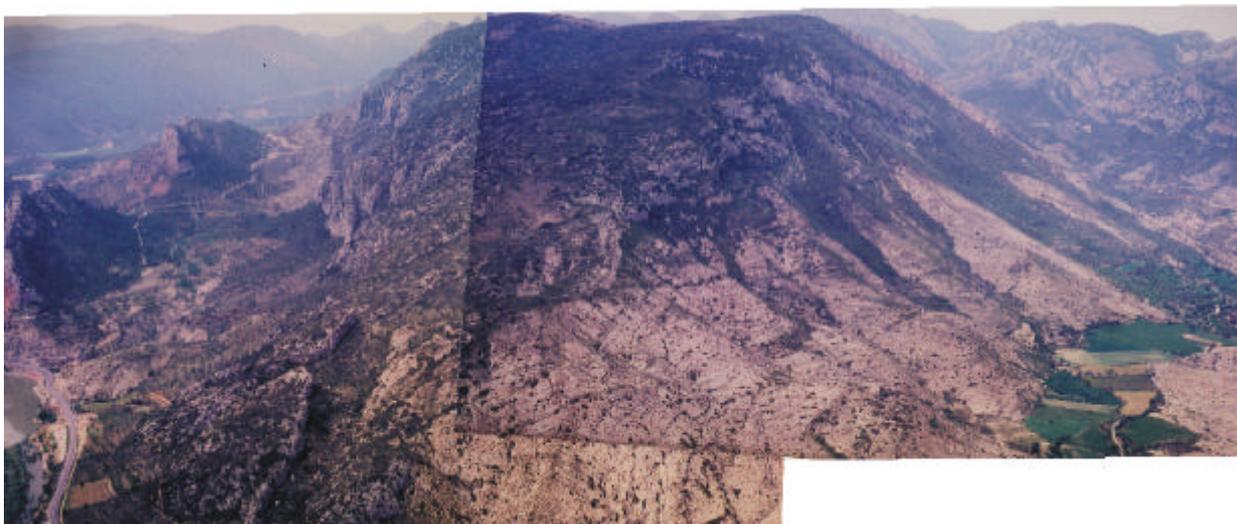


Fig. 2.36. Margen del banco de carbonatos del Miembro de Nargó gradando bruscamente a margas de talud hacia el noreste. Destaca la reducción de espesor de los cuerpos de caliza A y B en el flanco sur del anticlinal en relación con las fallas F1 y F2 y la progradación hacia el norte del cuerpo C.

Al oeste de la montaña de Nargó las Calizas de Nargó yacen sobre el Jurásico con un espesor reducido. Los corales dejan de ser dominantes y predominan biostromas de rudistas, ricos en micrita, miliólidos y orbitolínidos, formando bancos tabulares de 10 a 20 metros de espesor.

Montaña de Roca Narieda

Los Miembros de Calizas de Roca Narieda y de Nargó están amalgamados en el extremo meridional de la montaña de Roca Narieda y son difíciles de distinguir (Figs. 2.17, 2.21, 3.6). Hacia el NNE se separan progresivamente a medida que ocurre el paso lateral del Miembro de Nargó a las Margas de Senyús, como puede observarse en las secciones del Alto de Roca Narieda [4]. Un paso lateral a margas hacia el este se

observa en el Roc de Galliner, situado en el extremo oriental de la sierra (Fig. 3.6).

Secciones del Barranc de Culles [9] [10]

Se sitúan en el flanco sur inverso del anticlinal de San Corneli, próximas a la masía de El Pui. En esta localidad, las calizas de Nargó y el sustrato jurásico están desplazados por fallas normales y truncados por una superficie de erosión situada en la base de la formación de Font Bordonera (Figs. 2.40, 2.41). La serie más completa corresponde a la margen derecha del barranco, con un tramo inferior de 26 metros de espesor de calizas mud-wackestones de color claro, dolomías laminadas, e intercalaciones de capas de packstones con bioclastos de tamaño arena acumulados en cúmulos. Los únicos fósiles reconocidos son algas dasycladáceas y gasterópodos. El tramo superior, de 20 metros, está también presente en la serie del cauce del barranco y se compone de wackestones y mudstones gris-marrones, con miliólidos y orbitolínidos. Tanto en la base como en el techo hay horizontes más ricos en corales y rudistas.

La sucesión descrita corresponde a un ambiente de plataforma interna restringida. Sorprende la ausencia de las facies arrecifales con acumulaciones de orbitolínidos características del cuerpo C, ya que estas facies se encuentran en afloramientos que ocupan una posición todavía más interior en la cuenca, como los que se describen a continuación.

Secciones de Setcomelles [17] y de la Roca de Perles [03]

Los afloramientos de la Serra de Setcomelles y de La Roca de Perles aunque distantes entre sí quince kilómetros comparten muchas similaridades. Ambos se sitúan junto a la superficie del cabalgamiento de Bóixols y tienen sucesiones aptienses comparables debido a que ocupan posiciones paleogeográficas equivalentes en el margen sur de la cuenca sedimentaria. Las Calizas de Nargó, representadas por su unidad más alta C, yacen directamente sobre el Jurásico en afloramientos delgados y discontinuos (Figs. 2.46, 2.47) interpretados como el relleno de depresiones estructurales cerca del límite deposicional meridional de esta unidad. No muestran sin embargo signos de confinamiento como cabría esperar por su posición hacia tierra, sino que mantienen la facies persistente de calizas arcillosas con acumulaciones de orbitolínidos e intercalaciones de biostromas de corales y rudistas, interpretada como de plataforma abierta.

Análisis de facies

Las Calizas de Nargó, típicamente masivas, ricas en micrita y con proliferación de rudistas y otros organismos constructivos, son facies de tipo “Urgoniano” en el sentido de Rat (1959). El modelo deposicional se interpreta como una plataforma arrecifal, más extensa en el margen oeste de la cuenca y más reducida e irregular en el margen sur, dibujando un margen de plataforma curvo que rodeaba un área más profunda al norte con sedimentación margosa (Fig. 2.30b). El interior de la plataforma se caracteriza por biostromas de rudistas y wackestones de miliólidos y orbitolínidos; y el margen, tipificado por la montaña de Nargó, por biohermes coralinos (Schöllhorn, 1994). El talud es deposicional, dominado por margas con espículas que pueden estar incididas por pequeños canales.

La transición de la rampa del Miembro de Roc del Diable, con una zona interna agitada y sin zonas protegidas, a la plataforma arrecifal del Miembro de Nargó caracterizada por una extensa zona interna protegida, puede interpretarse como consecuencia de una disminución en la velocidad de ascenso relativo del nivel marino. En el esquema de Moore (Fig. 2.23) correspondería al paso del estadio A al estadio B.

La lengua de calizas arrecifales que forma la parte superior de la unidad se extiende hacia el área de cuenca, indicando que a gran escala existe relleno y disminución de la pendiente del talud deposicional. Esta progradación coexiste con ciclos transgresivo-regresivos de orden menor que producen inmersiones incipientes de la plataforma. La tendencia transgresiva queda manifiesta por el desplazamiento al interior de la plataforma de la facies de parches de corales y acumulaciones margosas de orbitolínidos, que indica una apertura de ambientes. Esta profundización se interrumpe por una brusca bajada relativa del nivel marino en

el tránsito a la Formación de Font Bordonera, que en localidades como el río Flamisell o la Serra de Setcomelles se asocia a emersión, con erosión y karstificación del Miembro de Nargó.

Edad y correlación

Caus y Rodés (1989) citan *Orbitolina* (M) *parva* en la montaña de Roca Narieda. Peybernès (1976) cita en la carretera de Organyà a Montanisell y en su corte Montanisell-Barranco de Culles *Simplorbitolina* cf. *manasi*, *Mesorbitolina texana*, *M. minuta*, *M. parva*, *Ps. hedbergi* y *S. minuta*, formas pertenecientes a la biozona de *S.* cf. *manasi* (Clansayesiense, Aptiense superior). Por su posición estas muestras se sitúan en la parte superior (#4) del Miembro de Nargó, siendo posible que la parte inferior de la unidad sea todavía de edad Gargasiense (Aptiense superior).

Formación de Margas de Font Bordonera

Definida en la Font Bordonera, una importante fuente kárstica situada en la carretera que une las poblaciones de Organyà y Montanisell. La fuente brota en el flanco sur del sinclinal de Santa Fe en el contacto entre la unidad inferior impermeable y la unidad superior carbonatada en que se divide a esta formación. Se propone como sección tipo la sección de Pobil [14], estudiada exhaustivamente por Bachmann (1994). Las coordenadas UTM de la base son: X: 353.27; Y: 4.676.05 y las del techo son: X: 353.27; Y: 4.675.72. Otras secciones complementarias son las de Cabó [13], Montanisell [11,16], Fontanet [5], Setcomelles [17], Coll de Perles [3], Barranc de Culles [8,9], Solà de L'Anima [7], Peracalç [24] y Roca de San Isidre [25].

Características distintivas y definición de límites

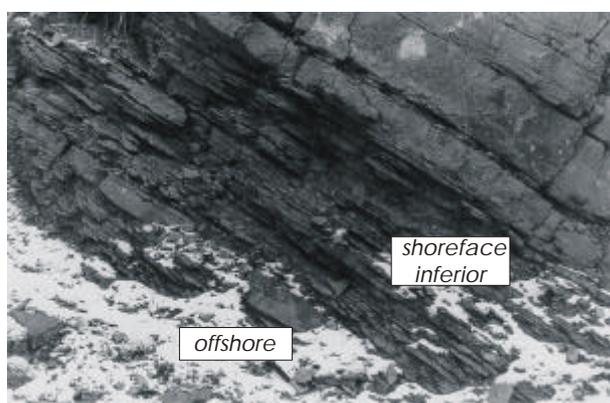
Es una formación heterogénea, donde se alternan vertical y lateralmente margas, margocalizas y calizas. Se divide en dos tramos (García-Senz, 1987; Bachmann, 1994): una unidad inferior predominantemente margosa, que se reconoce bien en el campo porque incluye abundantes biostromas de ostreidos y una unidad superior con predominio de calizas-margocalizas, también localmente con ostreidos, que se presentan en fotografía aérea como una banda gris de textura característica.

Previamente al trabajo de García-Senz (1987) la Formación de Font Bordonera no había sido reconocida y la Formación de Senyús agrupaba sin distinción todos los cuerpos de caliza situados entre las formaciones margosas de Cabó y de Lluçà que producen resalte morfológico en la Vall de Cabó (Fig. 2.25). Sin embargo un límite entre formaciones estratigráficas puede ser situado en base a la desaparición la de fauna arrecifal de rudistas, corales y orbitolínidos y su reemplazo por margas con ostreidos. Cuando la formación infrayacente es Senyús el contacto reside entre series margosas, cuando el sustrato es el Miembro de Nargó, el límite con la Formación de Font Bordonera coincide ya sea con un cambio brusco de calizas a margas (flanco sur del sinclinal de Santa Fe) o bien reside entre calizas (oeste del río Noguera Pallaresa), en este último caso el techo del Miembro de Nargó está truncado. Sobre el terreno el reconocimiento exacto del límite puede estar facilitado por la presencia de un horizonte de lutitas de color pardo con pisolitos que contrasta con el color gris de las rocas encajantes y/o por una capa guía de caliza, la capa "T" con abundantes estructuras tractivas.

En general la aparición de series rítmicas de margas grises u oscuras sobre series de margocalizas y calizas define el contacto superior de la Formación de Font Bordonera con la Formación de Lluçà. En las secciones expandidas del sinclinal de Santa Fe, este contacto es transicional, aunque ocurre en escasos metros, correspondiendo siempre a una profundización. La cuestión no resuelta es si a escala regional existe un paso lateral entre ambas formaciones que afecte a una gran columna de sedimento. En áreas de sedimentación condensada como Peracalç, el techo de la Formación de Font Bordonera es un suelo endurecido desarrollado sobre un biostroma de ostreidos y la base de la Formación de Lluçà son margocalizas ricas en glauconita.



a



b



c

Fig. 2.37. La capa T en la pista que asciende al Prat Montaner donde alcanza el espesor extraordinario de 17 metros (situación como un asterisco en la figura 2.31). a.- vista general mostrando dos unidades de barras separadas por un intervalo de pelita; b.- Detalle de la base del conjunto inferior de barras, formado por una secuencia somerizante desde capas delgadas de areniscas con laminación ondulada (*wavy*) e intercalaciones de arcilla a capas gruesas tabulares de arenisca. c.- Detalle del conjunto superior con estratificación *swaley* y estratificación cruzada de alto ángulo. Situación como un asterisco (*) en la figura 2.45.

Dimensiones, forma y relaciones regionales

Aflora en toda la extensión de la lámina cabalgante de Bóixols, salvo en algunos de los afloramientos más meridionales adyacentes a la traza cartográfica del cabalgamiento como la cresta de Setcomelles, el Tossal de la Feixa y la Roca de Perles, donde la unidad inferior se condensa y acuña y la unidad superior está sustituida por su equivalente lateral calizo, el Miembro de Setcomelles. Las variaciones de espesor de la formación no muestran un modelo sencillo, por lo que serán descritas en tres perfiles estratigráficos: en un perfil ONO-ESE (Fig. 2.17) se han medido 120 m en la Roca de San Isidre [25], este espesor disminuye en corto espacio hacia el norte según una relación de *onlap* sobre el Miembro de Nargó (Figs.2.42, 2.51) y también hacia el este, con 67 metros medidos en la sección de Peracalç [24]. Desde Peracalç hacia el este, el espesor se incrementa de forma progresiva hasta alcanzar un máximo de 528 metros en las secciones de Cabó [13] y de Pobil [14]. En una transversal N-S de la cuenca (Fig. 2.18) el espesor se reduce primero suavemente desde los 528 m de Cabó a 404 m en Montanisell [11] y a continuación de forma brusca a sólo 95 m medidos en la sección del Barranco de Culles, margen izquierda [8]. Por último, si se considera un perfil estratigráfico O-E paralelo al

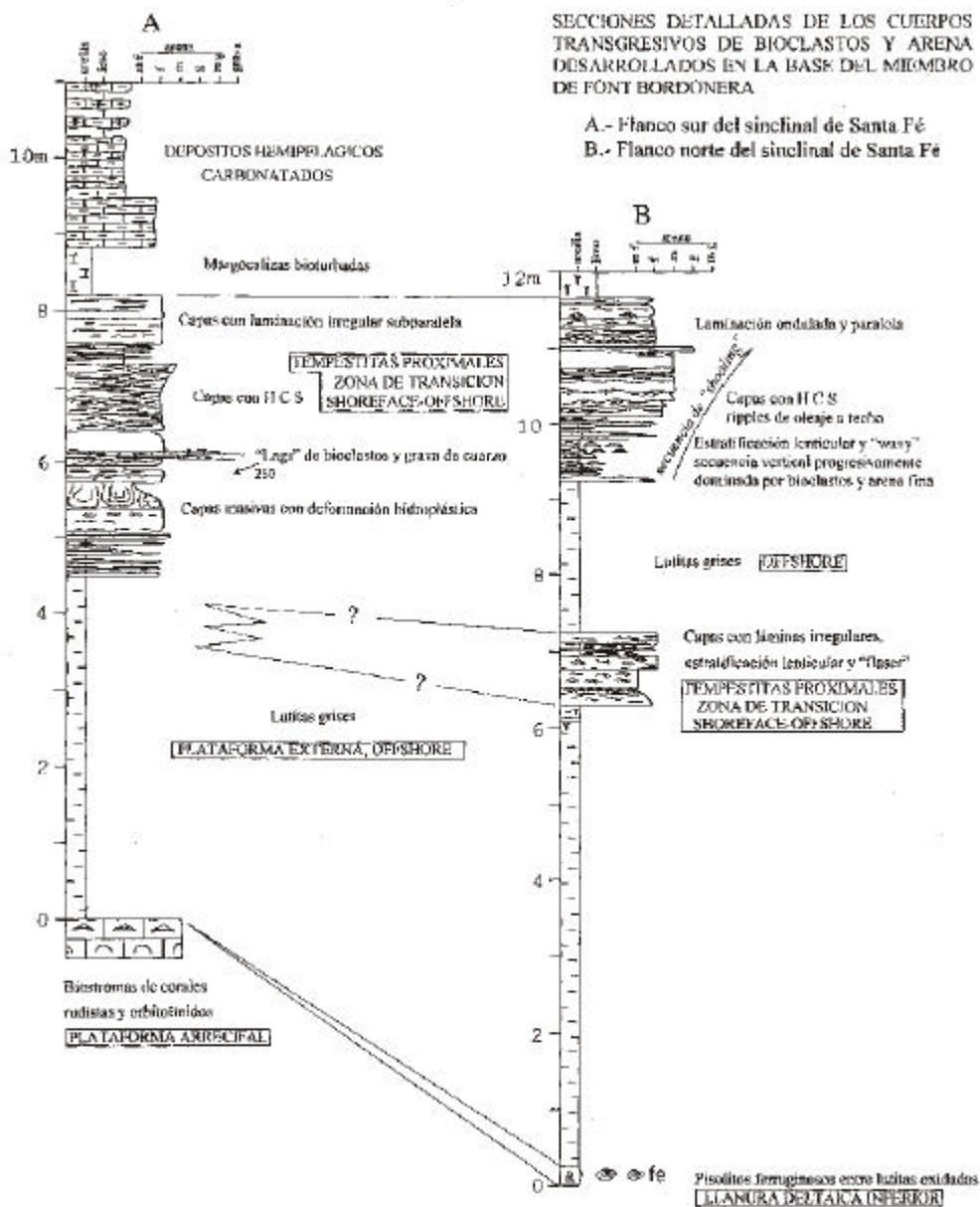


Fig. 2.38. Descripción e interpretación de la capa T en ambos flancos del sinclinal de Santa Fé. a.- sección de Cabó [13], b.- sección de Fontanet [05]. Realizadas en colaboración con Pau Arbués, ver figura 2.17 para su contexto en la estratigrafía de la

flanco sur del anticlinal de San Corneli (Fig. 2.41), se pasa de los 95 m en Culles [8] a 212 m en el Solà de l'Ànima [7], manteniéndose este último espesor en los afloramientos del sinclinal de Canelles situados al este del río Segre.

Unidad inferior

Su parte basal es un nivel típicamente decimétrico a métrico de lutitas de color pardoamarillento, que puede estar o no preservado. Cuando está presente en la Vall de Cabó contiene abundantes nódulos de limonita en capas concéntricas, mientras que en la sección de Setcomelles [17] consiste en 75 cm de lutitas grises con costras limoníticas y restos vegetales lignitosos. En la sección de La Coma d'Orient oriental [19] son excepcionalmente 27 metros de lutitas laminadas rojizas que intercalan esporádicas lentes y capas de arenisca. Es posible que este espesor excepcional sea el producto del relleno de un canal. La localidad más occidental donde se ha encontrado este horizonte (< 10 cm) es la Roca de San Isidre en el río Flamisell. Se interpretan como facies de llanura mareal arcillosa sometida a un proceso de lateritización por circulación de aguas subterráneas que precipitan óxidos de hierro en costras y concreciones.



Fig. 2.39. La capa T en la sección de Fontanet [05]. A es una capa centimétrica de grava y arenisca gruesa con bioclastos (orbitolinas) situada a techo de una secuencia de barras no mostrada en la foto; B es un intervalo de pelita; C es un intervalo de areniscas bioclásticas con laminación *hummocky*.

La capa “T” o capa tempestítica recubre transgresivamente a este nivel de lutitas oxidadas, la superficie de transgresión tiene asociada pequeñas cantidades de erosión. Es una capa guía de fácil reconocimiento sobre el terreno por su coloración ocre y abundancia de estratificaciones y laminaciones cruzadas que permite una correlación litológica precisa a través de la cuenca. En el flanco norte del sinclinal de Santa Fe su límite deposicional occidental está próximo a la sección de la Coma d'Orient [19], donde mide 5.5 metros de espesor. Un espesor máximo de 17 metros se observa en el talud de la pista que sube al Prat Montaner exhibiendo caracteres proximales como una alta relación arenita/pelita y numerosas estructuras de oleaje (Fig. 2.37). En el flanco sur del sinclinal de Santa Fe su límite occidental está próximo a la sección de Montanisell [16] y su límite oriental coincide aproximadamente con el río Segre.

En la sección de Cabó (Fig. 2.38) tiene 5 metros y está formada por dos barras de bioclastos y arena separadas por un intervalo de lutitas grises. Internamente la barra inferior se compone de capas tabulares con laminación irregular de tipo lenticular y *flaser*. La barra superior muestra una secuencia de *shoaling* desde niveles delgados bioclástico-arenosos con estratificación lenticular y *wavy* separados por intercalaciones lutíticas, a capas arenosas con laminación *hummocky* y ripples de oleaje. En la sección de Fontanet la capa T tiene 3.75 metros de espesor y carece prácticamente de lutitas. Presenta una secuencia inferior que termina en una capa con acumulaciones de orbitolínidos y grava y una secuencia superior más compleja de areniscas amalgamadas con laminación *hummocky* (Fig. 2.39). Por su mayor contenido en pelita y menor desarrollo de estructuras de oleaje, la sección de Cabó se considera más profunda que la de Fontanet.

La capa T está cubierta por margas y margocalizas grises, muy bioturbadas y pobres en fauna, que en el flanco sur del sinclinal de Santa Fe [secciones 11, 16, 5, 8] incluyen con frecuencia capas centimétricas de calcisiltitas con arena de cuarzo y laminación paralela y ripple, interpretadas como tempestitas distales en la zona de *offshore* de la plataforma. Encima hay un importante espesor de margas y margocalizas grises que intercalan biostromas de espesor decimétrico formados por grandes ostreidos del género *Exogira aquila*, ya usados por Rosell (1967) y Peybernès (1976) como niveles guía para correlaciones. Cerca del contacto con la unidad superior las margas se enriquecen en glauconita, con frecuencia coincidiendo con los biostromas de ostreidos más desarrollados.

La franja de afloramientos del flanco sur del anticlinal de San Corneli, tiene especial interés porque permite observar cómo la unidad inferior termina hacia costa (Figs. 2.40 y 2.41). Desde la sección del Solà de l'Ànima [7] hacia el oeste la unidad inferior reduce su espesor de manera que el nivel de glauconita situado cerca de su techo se acerca progresivamente a su base hasta que prácticamente tapiza la superficie de erosión que trunca al Miembro de Nargó. Se observa que la profundidad de la truncación está controlada por el desplazamiento de fallas normales previas a la erosión. En la sección [9] sobre el nivel de glauconita yacen 44 metros de dolosparitas con restos de equínidos y nódulos ferruginosos que alternan con margocalizas y margas formando ciclos decamétricos negativos y positivos. Estas facies, interpretadas como barras costeras, se acuñan hacia el oeste condensándose en una superficie de estratificación que separa dos plataformas amalgamadas, la infrayacente pertenece al Miembro de Nargó y la suprayacente pertenece al Miembro de Setcomelles .

En la Vall de Cabó se encuentran facies de barras comparables a las descritas en la sección [9], a unos 100 metros sobre la base de la Formación de Font Bordonera. Afloran a lo largo de 9 km formando una cresta que se adelgaza tanto hacia el ONO como hacia el ESE. Son un máximo de 50 metros de calizas bioclásticas con estratificación ondulada y cruzada, en paquetes separados por interbancos margosos. Debido a que tanto en lateral como en vertical están incluidas entre facies pelíticas con espículas, se interpretan como producidas por corrientes de oleaje en un alto estructural desarrollado en la zona abierta de la plataforma. La posición de este alto estructural es similar a la inferida para las barras de bioclastos contenidas en la unidad #3 de la Formación de Senyús.

Al oeste del río Noguera Pallaresa, las series potentes de margas que tipifican a la unidad inferior están ausentes y las calizas con rudistas y corales del Miembro de Nargó están cubiertas por biosparitas con espículas de esponjas, miliólidos y bioclastos groseros sobre todo orbitolinas (sección de Peracalç [24] y sección de la Roca de San Isidre [25]). Estas calizas se acuñan hacia el norte sobre un paleorelieve modelado en el Miembro de Nargó como se aprecia en la panorámica de la Roca de San Isidre (Figs.2.42, 2.51).

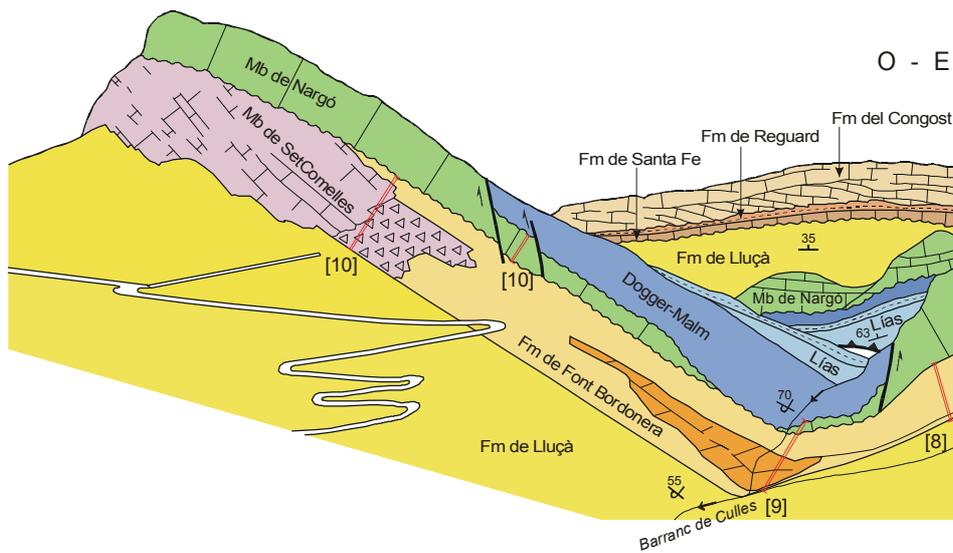


Fig. 2.40. Panorámica del anticlinal de San Corneli en el barranco de Culles mostrando en primer plano las plataformas de carbonatos del Aptiense sobre el Jurásico del flanco meridional invertido. Destaca la truncación de las calizas del Mb de Nargó en el cauce del barranco, la estratificación oblicua de la plataforma de carbonatos del Mb de Setcomelles con un margen brechificado y paso lateral hacia el este a margocalizas de la Fm de Font Bordonera.

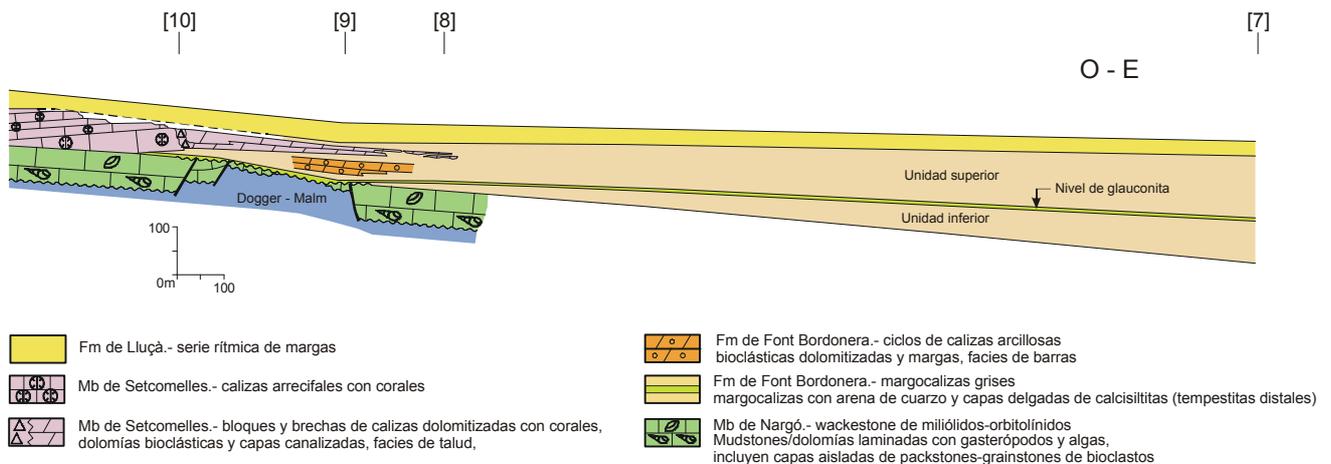


Fig. 2.41. Perfil estratigráfico a lo largo del flanco meridional del anticlinal de San Corneli que reconstruye la panorámica de la figura 2.40. Destacan: Truncación de la plataforma de carbonatos de Nargó en el bloque inferior de fallas normales; terminación en *onlap* de la unidad inferior de la Fm de Font Bordonera situada bajo el nivel de glauconita; continuación del nivel de glauconita hasta que tapiza el contacto entre las plataformas de Nargó y de Setcomelles; estratificación oblicua de la plataforma arrecifal del Mb de Setcomelles con el margen dolomitizado y colapsado, que grada bruscamente en lateral a margocalizas de la unidad superior de Font Bordonera.

Unidad superior

La litología, facies y ciclicidad de esta unidad han sido descritas en detalle por Bachmann (1994) y Bachmann y Willems (1996) en base a sus secciones de Pobil [11], Cabó [12] y Montanisell [11] (Figs. 2.43, 2.50). En Pobil se compone predominantemente de calizas bioclásticas mientras que en Cabó y Montanisell alternan calizas y margocalizas. Según estos autores los principales componentes son foraminíferos pequeños y grandes (principalmente aglutinados), equinodermos, conchas, espículas, algas dasycladáceas, briozoos, peloides, litoclastos de micrita y restos calcáreos. Se organizan en ciclos granocrecientes y estratocrecientes entre 15-40 metros en la parte inferior y 5-8 metros en la superior con alternancias de margas oscuras. Es común la estratificación tabular y nodular, así como la presencia de canales laxos. Sólo se encuentra

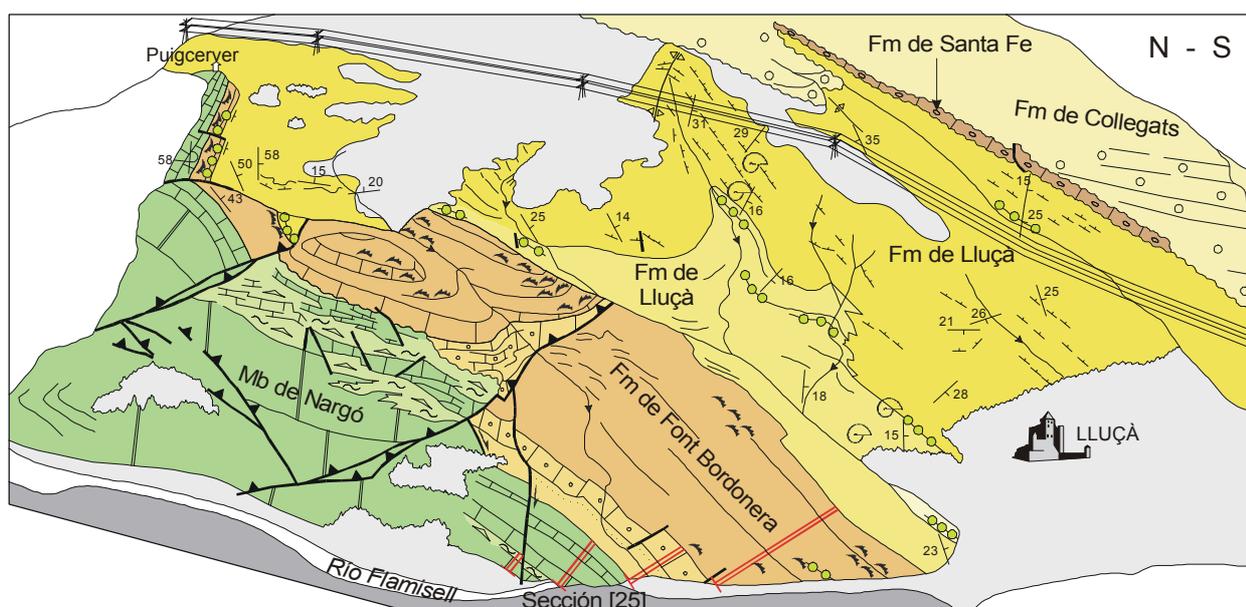


Fig. 2.42 El Cretácico inferior del río Flamisell. La pared de la Roca de San Isidre está formada por calizas masivas con rudistas del Mb de Nargó que a techo intercalan margas con orbitolinas. La Fm de Font Bordonera comprende biosparitas que terminan hacia el norte sobre un paleorelieve y calizas con biostromas de ostreidos que se condensan hacia el norte bajo el pueblo de Puigcerver. Las margas de la Fm de Lluçà contienen varios niveles de glauconita (círculos verdes) que también se condensan hacia el norte en un único nivel. Dibujo a partir de una fotografía.

estratificación cruzada en la sección de Pobil, considerada como la más proximal. En las secciones de Peracalç [24] y Roca de San Isidre [25] la unidad superior se compone de capas de calizas arcillosas y calizas “mudstones” oscuras, a veces con techos ferruginizados. Estas calizas contienen espículas, esponjas, tubos de anélidos y numerosas acumulaciones de ostreidos. En la panorámica de la Roca de San Isidre (Fig. 2.42) se observa que el espesor de estas capas se reduce hacia el norte hasta formar cerca del pueblo de Puigcerver un nivel condensado de escasos metros de espesor, rico en ostreidos (Rosell, 1967). Este nivel condensado aflora a lo largo de la Serra de Peracalç coronado por un suelo endurecido ferruginoso y fosfático donde Peybernès (1976) sitúa el límite entre sus unidades U4c y M4.

Análisis de facies

Varios indicios permiten inferir que una importante regresión marina marcó el final de la sedimentación de la Formación de Senyús. En los márgenes sur y oeste de la cuenca hay indicios de exposición subaérea de la plataforma de carbonatos de Nargó y hacia el centro de la cuenca existe un delgado tapiz de lutitas de llanura mareal ferralitizadas debido a la circulación de aguas subterráneas. El ambiente deposicional antes de la transgresión marina marcada por la capa T es de una llanura arcillosa a nivel del mar con escasa pendiente deposicional. En este contexto cualquier incremento de la posición relativa del nivel marino resulta en una

transgresión generalizada. La capa T se interpreta como un depósito transgresivo de la zona de transición *shoreface-offshore* en una rampa abierta dominada por fuertes vientos y tormentas con relieve suave.

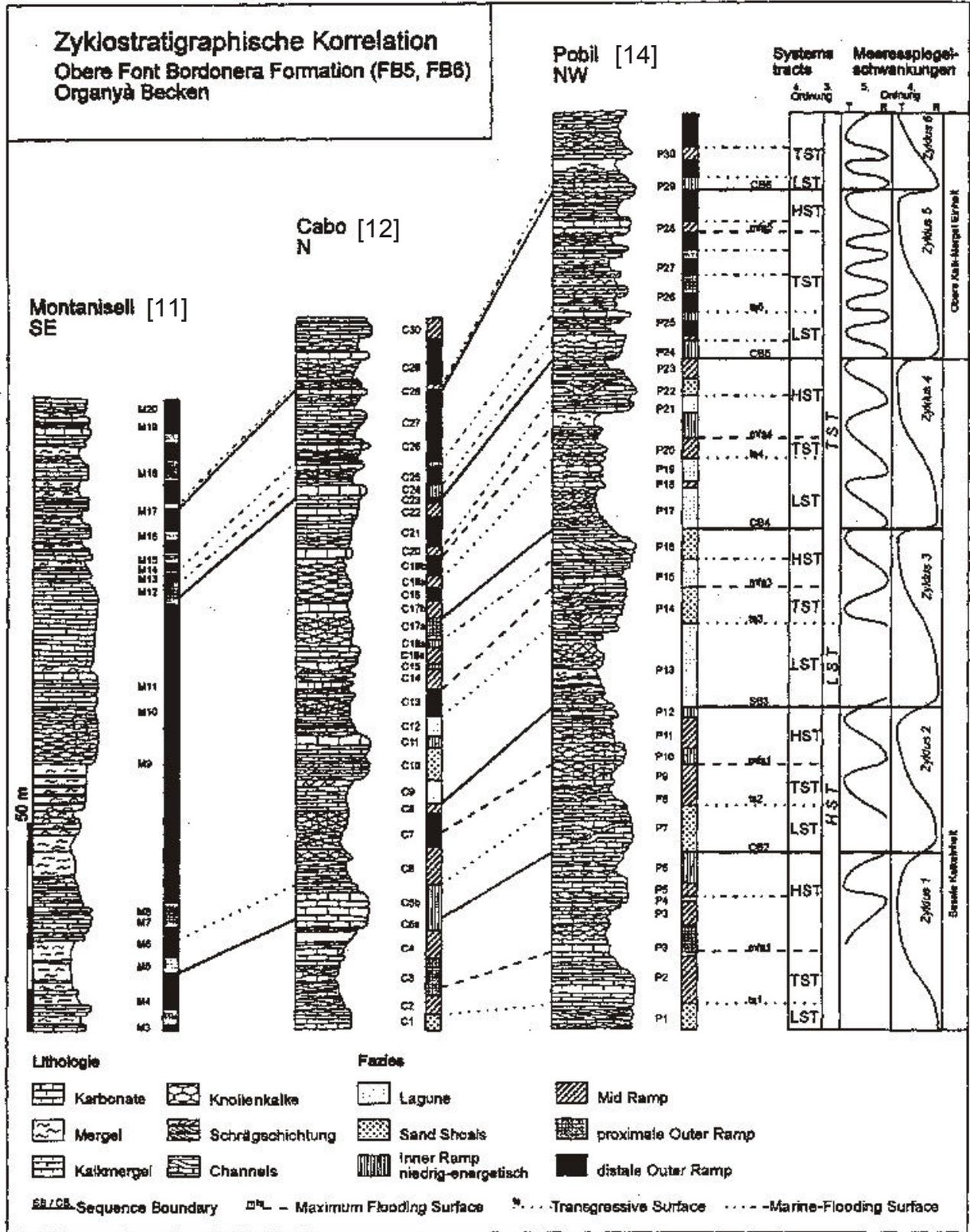
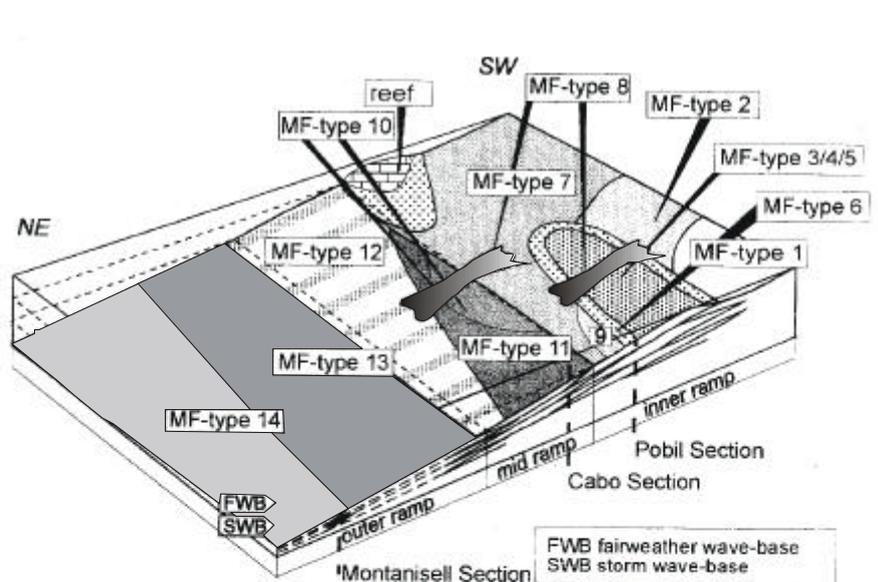


Fig. 2.43. Correlación, litología, ciclicidad e interpretación ambiental de la unidad superior de Font Bordonera (extraída de Bachmann & Willems, 1996). Situación en figura 2.2.

Las margas bioturbadas con capas de calcilitas que cubren la capa T se han depositado bajo el nivel de base de las tormentas, indicando una profundización del ambiente sedimentario con transporte de arena hacia mar abierto. La escasa entidad que adquieren los depósitos costeros conforme avanza la transgresión indica que el citado incremento de batimetría se correlaciona con una acentuación de la pendiente del perfil costero y una reducción del área sometida al oleaje. La reducción del área de plataforma resulta espectacular si la contrastamos con la parte alta de la Formación de Senyús. También la variada fauna arrecifal del Miembro de Nargó es reemplazada por una fauna escasa y monoespecífica, dominada por ostreidos. A medida que la transgresión avanza se depositan diversos horizontes con glauconita, que se encuentran concentrados en altos submarinos. En la unidad Superior, Bachmann (1994) y Bachmann y Willems (1996) reconocen para el área del sinclinal de Santa Fe veinte tipos de microfácies en base a la textura, tipo y proporción de componentes y a las estructuras sedimentarias (Fig. 2.44). Estas microfácies permiten caracterizar a una rampa protegida dominada por corrientes y surcada por canales SO-NE, con tres cinturones de facies correspondientes a las zonas de rampa interna, rampa media y rampa externa. En la zona interna se distinguen subambientes de



lagoonal inner ramp	MF-type 1 peloidal wackestone with spiculae MF-type 2 peloidal biowacke- to packstone with dasycladacean algae
sand shoal inner ramp	MF-type 3 foraminiferal intrabioparite (grainstone) MF-type 4 coarse-grained intrabiomicrite (packstone) MF-type 5 echinoderm biointramicrite (packstone) MF-type 6 peloidal biomicrite (wacke- to packstone) with foraminifera and intraclasts
low-energy inner ramp	MF-type 7 coarse-grained biointramicrite (packstone), rich in mollusks and bryozoans MF-type 8 echinoderm biomicrite (packstone) with abundant shells MF-type 9 foraminiferal intrabiomicrite (packstone)
mid ramp	MF-type 10 echinoderm foraminiferal peloidal packstone MF-type 11 shelly biomicrite (packstone) MF-type 12 peloidal biomicrite with foraminifera, echinoderms, spiculae
outer ramp	MF-type 13 packstone with foraminifera, echinoderms, spiculae MF-type 14 wackestone with spiculae, foraminifera and fine-grained debris MF-type 15 wackestone and mudstone with few foraminifera

Fig. 2.44. Modelo de la rampa de carbonatos de la unidad Superior de la Fm de Font Bordonera al final del Aptiense. Localización de los diferentes cinturones de facies y distribución de los tipos de microfácies (MF). El área marina somera está caracterizada por barras (*shoals*) arenosas en el área noroccidental y por arrecifes en el área suroccidental. Extraída de Bachmann & Willems (1996).

lagoon, rampa interna de baja energía y *sand shoal*. La ciclicidad, estudiada estadísticamente por Bachmann (1994), se manifiesta por cambios en la composición de los componentes y en el grado de agitación del oleaje, debidos al desplazamiento brusco de los ambientes sedimentarios en la sección transversal de la rampa (Fig. 2.43). La cantidad de desplazamiento permite agrupar los ciclos en quinto, cuarto y tercer orden, los dos primeros entran en la frecuencia de la banda de Milankovitch, mientras que para los ciclos de tercer orden concluye que están controlados por factores locales como la alta tasa de subsidencia y la tectónica extensiva.

El modelo paleogeográfico de Bachmann (1994) para la unidad superior es el de una rampa de carbonatos con un cinturón de facies arqueado formando un entrante y una bahía orientados al noreste (Fig. 2.45a). Una cinta de *sand shoals* elongada NO-SE protege a un *lagoon* en el área de rampa interna situada al norte mientras que biohermes de corales caracterizan la porción de rampa interna situada al sur.

El modelo que presentamos (Fig.2.45b) presenta serias discrepancias con el de Bachmann. Los biohermes forman un cinturón arrecifal E-O pegado a una línea de costa que sigue aproximadamente la traza cartográfica del cabalgamiento de Bóixols. El talud de estos arrecifes tiene una gran pendiente y no se ha representado. Al norte se halla una extensa área de rampa externa con desarrollo de *sand shoals* elongados ENE-OSO. Los *sand shoals* dejan pequeñas áreas protegidas que no se han representado. No existen evidencias del lagoon abierto representado por Bachmann.

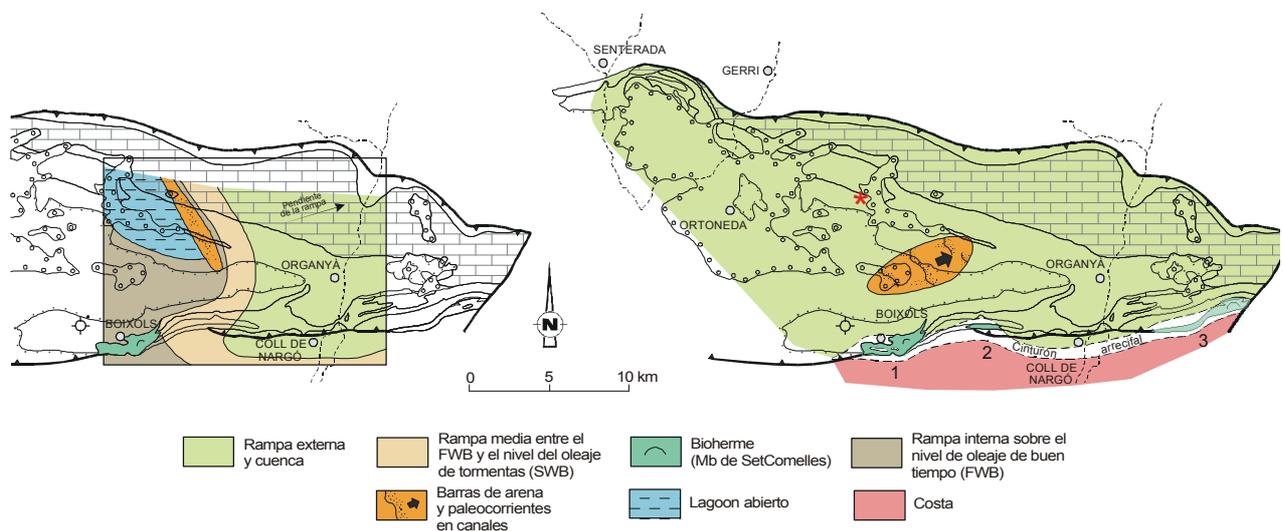


Fig. 2.45. Mapas de facies y modelo deposicional de la Formación de Font Bordonera según (a) Bachmann (1994) y (b) este trabajo. Las diferencias en la orientación, situación e interpretación de los cinturones de facies son significativas.

Edad y correlación

La Formación de Font Bordonera contiene *O. (M) texana* y *O. (M) subconca* (Bachmann, 1994), formas de edad Aptiense superior ya presentes en la Formación de Senyús. Por primera vez aparece el alga corallinácea *Agardhiellopsis cretacea*, que según la zonación de Peybernès (1976) caracteriza el intervalo Aptiense superior (Clansayesiense)-Albiense. También su posición estratigráfica entre la Formación de Senyús datada como Aptiense superior y la Formación de Lluçà datada en su base como Clansayesiense, permite asignar una edad Clansayesiense a la Formación de Font Bordonera. Otra evidencia adicional es su relación lateral con el Miembro de Setcomelles datado como Clansayesiense por Schöllhorn (1992,1994).

La Formación de Font Bordonera se correlaciona hacia el este con la parte superior de las margas de la Enforcadura, en la montaña del Pedraforca (Fig. 3.2). Allí las calizas y margas con acumulaciones de

orbitolínidos situadas a techo de las calizas del Pollegó superior (Mb de Nargó) se hallan como en Organyà cubiertas por margas con biostromas de ostreidos características de la unidad inferior de Font Bordonera.

Más incierta es la correlación con la Sierra del Montsec debido al cambio de facies. En la serie del Congost de Montrebei, justo en el nivel donde se han excavado las minas de lignito de Corçà, existe un horizonte decimétrico de lutitas rojizas con nódulos de limonita que podría correlacionarse con horizonte de lutitas ferralitizadas descrito en Organyà bajo la capa "T". La fauna contenida en las margas que cubren al horizonte de lutitas rojizas del Montsec indica una edad Gargasiense superior o Clansayesiense y por tanto no permite una correlación precisa. Por otra parte, una entrada de cuarzo sobre el nivel de lignitos es muy evidente en la serie de La Mina del Montsech (Montsec de Meià) realizada por Peybernès (1976, Fig. 104, pág. 290) así como en la base de Font Bordonera en todas las series de Organyà. Estos datos sugieren que los niveles de lignitos de edad Aptiense que han sido explotados a lo largo del Montsec se correlacionan con la base de la Formación de Font Bordonera en la cuenca de Organyà.

Miembro de Calizas de Setcomelles

Toma el nombre del Pic de Setcomelles (1518 m), situado 2 kilómetros al ENE del pueblo de Bóixols (Fig. 2.46). En esta localidad, la serie más completa se compone de tres conjuntos de caliza apilados en lateral, lo que imposibilita describir al Miembro de Setcomelles por una única sección tipo. Por consiguiente, su descripción se basa en la sección estratigráfica [17] complementada con la interpretación geológica del afloramiento (Fig. 2.47). Otras secciones complementarias son las del Barranc de Culles [10,9,8] y la Roca de Perles [3].

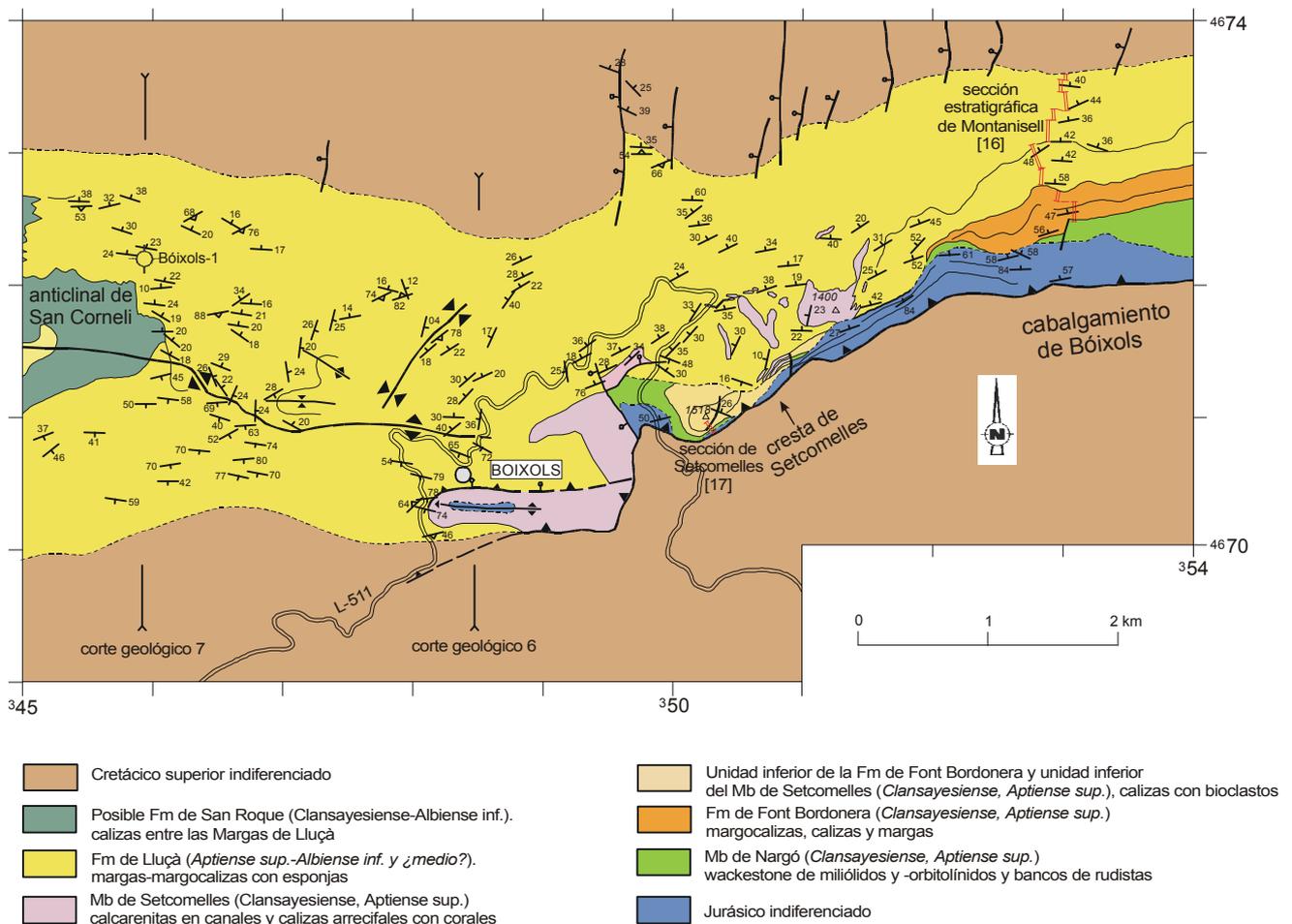


Fig. 2.46. Mapa geológico detallado de la cresta de Setcomelles con situación de secciones estratigráficas y cortes estructurales.

Características distintivas y definición de límites

Se compone de dos unidades de caliza separadas por una superficie de erosión. La unidad inferior está formada por packstones de bioclastos gruesos mal clasificados con fracción de limo; la unidad superior presenta dos asociaciones: a) calcarenitas de bioclastos bien clasificados y rodados rellenando canales laxos entre margas y b) framestones de corales en parches discontinuos. La base del Miembro de Setcomelles es una superposición de calizas, que suelen formar crestas en el paisaje, sobre una alternancia menos resistente de calizas con bioclastos, limo, glauconita y ostreidos pertenecientes a la unidad inferior de Font Bordonera o bien sobre calizas con acumulaciones de orbitolínidos y fauna arrecifal del Miembro de Nargó o sobre dolomías del Jurásico. Si la unidad inferior del Miembro de Setcomelles es ausente, las calizas arrecifales de la unidad superior cubren directamente a las dolomías del Jurásico. El techo se sitúa bajo potentes series de margas con espículas y esponjas pertenecientes a la Formación de Lluçà.

Dimensiones, forma y relaciones regionales

Hay tres afloramientos alargados situados adyacentes al cabalgamiento de Bóixols (1, 2 y 3 en figura 2.45b). El más occidental se extiende entre el pueblo de Bóixols y el extremo noreste de la cresta de Setcomelles, el central de dos kilómetros de largo termina al este en el Barranc de Culles y el oriental se sitúa al este del río Segre. La forma del prisma sedimentario reconstruida a partir de la cartografía geológica es la de una banda casi paralela y siempre próxima a la rampa del cabalgamiento de Bóixols, que en sentido norte se indenta de forma brusca con las formaciones de Font Bordonera y Lluçà y en sentido sur se acuña sobre un

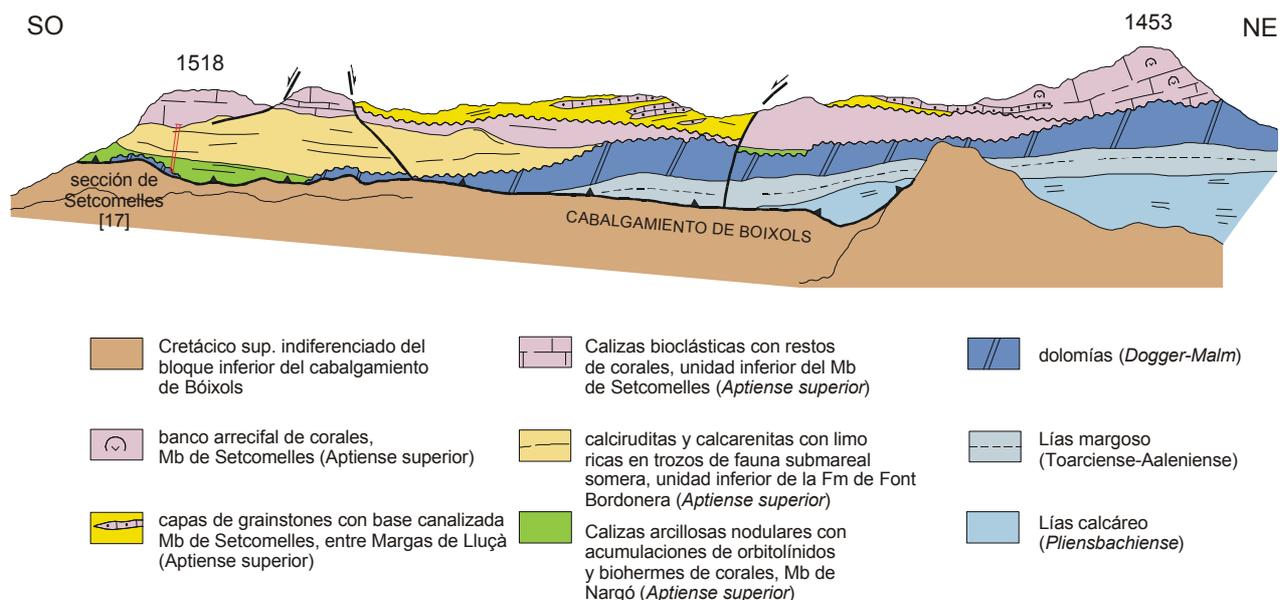
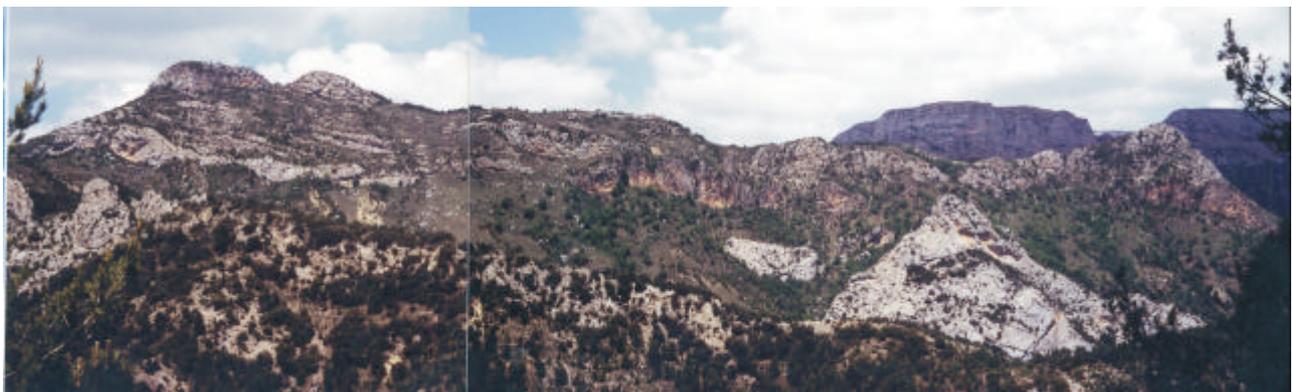


Fig. 2.47. Panorámica de la cresta de Setcomelles desde el Coll de Bóixols. Se aprecia la terminación de las unidades del Aptiense sobre un bloque jurásico rotado y cortado en rampa por el cabalgamiento de Bóixols y la discordancia interna que separa en esta localidad a las dos unidades en que se divide el Mb de Calizas de Setcomelles (redibujada de García-Senz *et al.*, 1995).

paleorelieve costero formado por dolomías jurásicas. El espesor medido en una columna vertical varía entre 0 y 125 metros debido al acuñaamiento sobre el Jurásico y al apilamiento en lateral de las distintas unidades.

Cresta de Setcomelles

Es un excelente afloramiento en tres dimensiones que se ha reconstruido con la ayuda de la cartografía geológica, fotografías panorámicas y secciones estratigráficas. La geometría de los cuerpos sedimentarios y las facies han sido descritas por Berástegui *et al.* (1990), García-Senz *et al.* (1995) y Schöllhorn (1992).

En una vista paralela a la dirección de las capas (Figs. 2.46, 2.47) se observa que los sedimentos aptienses se acuñan hacia el este sobre un bloque jurásico basculado y cortado en rampa por el cabalgamiento de Bóixols. En el extremo SO de la panorámica (sección estratigráfica [17]) hay sobre el Jurásico 30 metros de calizas del Miembro de Nargó seguidas de 90 metros de calciruditas y calcarenitas arcillosas con fragmentos de orbitolínidos, moluscos, equínidos, corales y numerosos braquiópodos, pertenecientes a la unidad inferior de la Formación de Font Bordonera. A techo se encuentran las características capas con acumulaciones de Exogiras, que hacen de límite con la unidad inferior de las Calizas de Setcomelles que forman la pared del pico 1518. Estas últimas tienen un espesor de unos 30 metros y se ordenan en ciclos negativos que gradan desde calcarenitas limosas con bioclastos mal rodados, interpretadas como depósitos de talud, a packstones esqueléticos con biostromas de corales, interpretados como facies de cresta del banco de carbonatos. Hacia el este la unidad inferior está truncada en discordancia por la unidad superior que consiste en capas gruesas de bioclastos de base canaliforme encajadas entre margas (Fig. 2.47). Estos canales terminan hacia el SO contra la superficie de erosión que les sirve de base, hacia el norte se intercalan entre margas oscuras pertenecientes a la Formación de Lluçà y hacia el noreste se interdigitan con la base de un arrecife coralino de unos 90 metros de espesor.

En una panorámica transversal a la dirección de las capas (Fig. 2.48) se observa la terminación de las formaciones de Senyús y Font Bordonera contra una falla normal que corta a las dolomías jurásicas y la indentación brusca de las calizas arrecifales de la unidad superior del Miembro de Setcomelles con la parte inferior de las Margas de Lluçà.

Barranc de Culles

Esta localidad tiene gran interés porque muestra geometrías deposicionales diferentes a las vistas hasta este momento, aunque de difícil interpretación. Ya se ha indicado en el apartado dedicado a la Formación de Font Bordonera que la pared de caliza situada en la margen derecha del Barranc de Culles está formada por la amalgamación de las plataformas de Nargó y de Setcomelles, ésta última presenta una estratificación interna oblicua respecto a las formaciones encajantes (Figs. 2.40, 2.41). Debido a que la sucesión está invertida en el flanco sur del anticlinal de San Corneli, la angularidad de la base se interpreta como una relación de *onlap* sobre la Caliza de Nargó, mientras que la angularidad a techo se interpreta como una discordancia angular bajo las Margas de Lluçà.

La única sección estratigráfica [10] accesible en la pared que forma la Caliza de Setcomelles corta el margen de la plataforma, compuesto de wackestones esqueléticos de color claro con corales y litoclastos, que en espacio de pocos metros se dolomitizan y brechifican formando bloques métricos de forma rectangular, poco desplazados, que pendiente abajo se disponen de forma más caótica. La sección estratigráfica [9], situada pendiente abajo en el talud deposicional, encuentra una facies poco característica de dolomías mal estratificadas con restos de equínidos y de escasos corales. La sección [8] caracteriza a una posición todavía más distal en el talud, en la que el Miembro de Setcomelles está representado por capas delgadas de dolomías y de calizas con base canaliforme y trozos de fauna arrecifal, incluidas entre margocalizas de la Formación de Font Bordonera. La relación lateral con la Formación de Font Bordonera asegura que la Caliza de Setcomelles del Barranc de Culles equivale a la unidad inferior descrita en la cresta de Setcomelles. La superficie de erosión de su techo es posiblemente equivalente a la superficie que limita la unidad inferior de la superior. La unidad superior que se indenta con Lluçà no está presente en el Barranc de Culles.

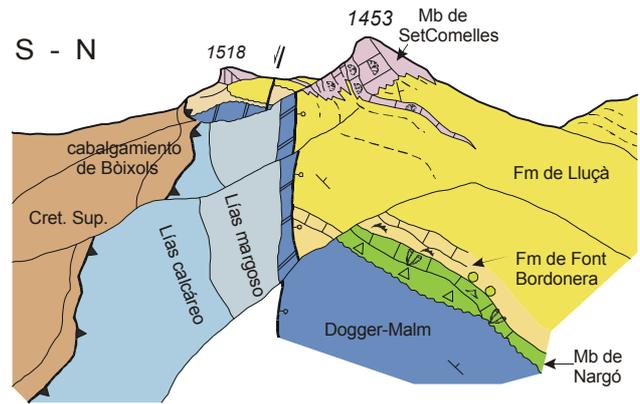


Fig. 2.48. Panorámica de la crestería de Setcomelles transversal a la dirección de las capas. Se aprecia la terminación hacia el sur sobre las dolomías jurásicas, de las Calizas de Nargó y de las Margas de Font Bordonera y el paso lateral brusco del arrecife del pico 1453 a las Margas de Lluçà (redibujada de Berástegui *et al.*, 1990).

Afloramiento al este del río Segre, sección de la Roca de Perles [03]

La estratigrafía del Aptiense que forma la cresta de caliza donde se halla la sección de la Roca de Perles es similar a la de Setcomelles. Sobre un conjunto delgado de calizas y margas con corales y orbitolinas pertenecientes al Miembro de Nargó o en su ausencia directamente sobre las dolomías del Jurásico, se han cortado 24 metros de margocalizas ricas en trozos de ostreidos, radiolas, briozoos, orbitolínidos y braquiópodos. En mitad de la serie hay un paquete de calcarenitas de bioclastos e intraclastos orientados según la laminación y a techo se encuentran los biostromas de ostreidos con glauconita que caracterizan a la unidad inferior de Font Bordonera.

El Miembro de Setcomelles (unos 125 metros) comienza encima, con dos términos litológicos que posiblemente se correlacionan con la unidad inferior y superior definidas en la cresta de Setcomelles. El inferior está formado por packstones de bioclastos e intraclastos bien clasificados, y el superior por calizas masivas de coloración clara, con biohermes de corales y ricas en micrita. Hacia el norte se indentan con la unidad superior de Font Bordonera y con la parte inferior de las Margas de Lluçà formando parches de calizas arrecifales y canales rellenos de bioclastos. Las marcas de base medidas en estos últimos muestran paleocorrientes hacia el NE. Estas relaciones se muestran en los cortes geológicos del sinclinal de Canelles (Fig. 3.13).

Análisis de facies

A grandes rasgos el Miembro de Setcomelles se interpreta como un arrecife estrecho, elongado E-O y con elevada pendiente en el talud. Según Schöllhorn (1992) siguiendo la terminología de Masse (1980), la unidad inferior presenta una biofacies arrecifal de biostromas lenticulares de corales y rudistas (facies tipo B) y la unidad superior puede definirse como un banco (facies tipo C). El estudio de las facies arrecifales a lo largo del perfil deposicional del banco (Fig. 2.49) revela que el complejo biohermal, parcialmente dolomitizado, presenta una biofacies de corales (*Fungiinae*, *Stylininae*), algas rodofíceas (*Agardhiellopsis* sp.) y foraminíferos bentónicos. En la base del banco destaca un biostroma que se adentra hacia cuenca formado por corales de forma aplanada “*fladen*” (*Actinastrea*), foraminíferos y espículas. El talud proximal presenta calcarenitas de bioclastos y ooides, y el talud distal es margoso.

Los canales de la base de la unidad superior que erosionan el margen de la plataforma de la unidad inferior pueden interpretarse siguiendo el modelo de Sarg (1988) como un límite de secuencia de tipo-1, en el cual una rápida caída relativa del nivel marino expone subaéreamente el margen de la plataforma y se depositan brechas y/o arenas carbonatadas pendiente abajo en el talud. Una hipótesis alternativa que explica mejor la

angularidad existente entre los estratos de ambas unidades es una inestabilización gravitacional de la plataforma inferior inducida por la rotación hacia cuenca del bloque tectónico donde se halla la cresta de Setcomelles. En este sentido, la reconstrucción estratigráfica del afloramiento de Culles (Fig. 2.41) aporta evidencias adicionales. Durante la sedimentación de la unidad superior de Font Bordonera ocurre una destrucción gravitacional del margen de la plataforma por deslizamiento de bloques hacia la pendiente y canalización de brechas por el talud. Procesos similares de inestabilidad en plataformas, aunque en contexto compresivo, han sido descritos por Poblet *et al.* (1998) en el Luteciense del anticlinal de Mediano.

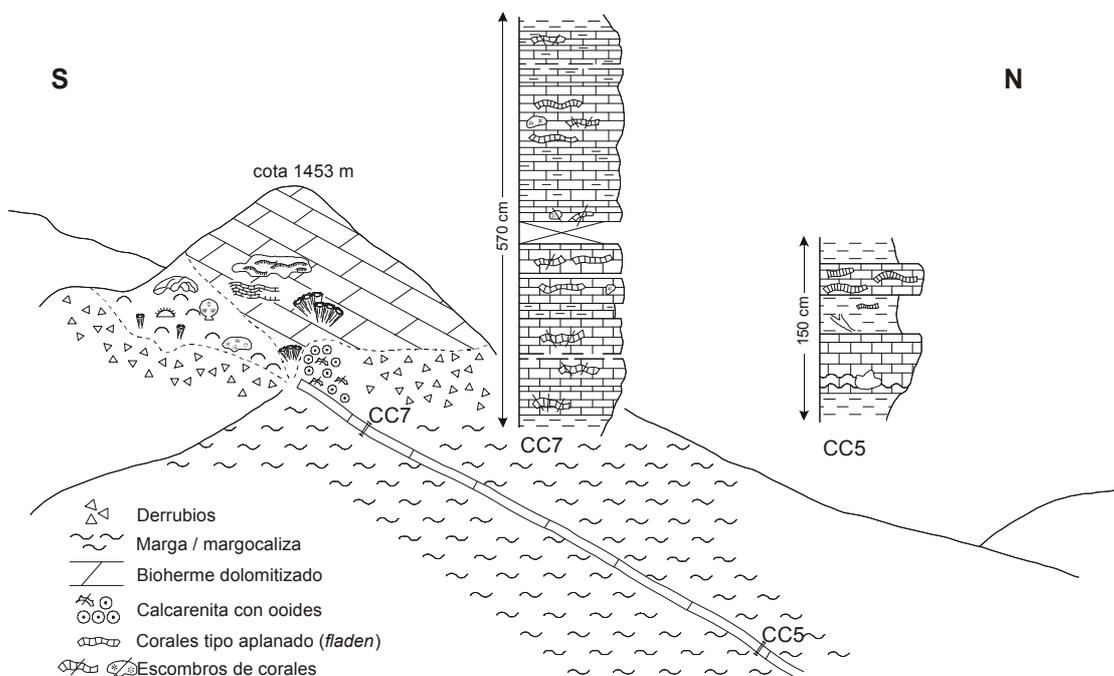


Fig. 2.49. Detalle del arrecife dolomitizado del pico 1453. Redibujada de Schöllhorn, 1992.

Edad y correlación

Schöllhorn (1992,1994) cita *Simplorbitolina manasi*, *O. (M) texana*, *O. (M) subconcava*, *Agardhiellopsis cretacea*, *Nautiloculina hispanica*, *Pseudocyclamina sp.*, *Polyconites verneuili* y *Pseudotoucasia santanderensis*. Peybernès (1976) cita en afloramientos correlacionables con el Miembro de Setcomelles (su unidad U4c) *O. (M) minuta* y *Paraphyllum primaevum*. Por tanto están presentes la biozona de orbitolínidos de *S. manasi* y la asociación de algas tipo Vimport que en la zonación de Peybernès (1976) caracterizan al Aptiense superior-Albiense. La posición estratigráfica del Miembro de Setcomelles debajo de la Formación de Lluçà datada en su base por ammonites como Clansayesiense, permite ceñir su edad al Clansayesiense (Aptiense superior).

El Miembro de Setcomelles se correlaciona bien por litofacies y posición estratigráfica con las calizas del Pollegó inferior en la montaña del Pedraforca (Fig. 3.2).

Formación de Margas de Lluçà

Toma el nombre del pueblo de Lluçà, situado en la margen izquierda del río Flamisell y construido sobre la parte media de la formación. No existe una sección tipo detallada, pero puede proponerse el río Flamisell

por su abundancia de ammonites, aunque el plegamiento de las capas impide un estudio preciso. Otras secciones complementarias son las de Cabó [13], Montanisell [16], Abella [18] y Peracalç [24].

Características distintivas y definición de límites

Es una formación heterogénea donde se alternan vertical y lateralmente margas, margocalizas y calizas; éstas últimas afloran únicamente al NO del pueblo de Bóixols (Fig. 2.46). La mayor parte de la formación se compone de una alternancia rítmica de capas de margas y margocalizas grises u oscuras, de tono amarillento por alteración. Son comunes las espículas de esponjas, equínidos, glauconita y las acumulaciones de fauna piritizada de ammonites, lamelibranquios, gasterópodos y braquiópodos. Morfológicamente forman una ladera bajo los escarpes de calizas del Cretácico superior.

Cuando el sustrato es la Formación de Font Bordonera, su base está definida por la aparición de series rítmicas de margas y margocalizas grises sobre calizas arcillosas o margocalizas. Los detalles de este contacto ya han sido descritos al hablar de la Formación de Font Bordonera. Cuando el yacente es el Miembro de Setcomelles su base es un contacto entre margas y calizas. El límite superior corresponde a las calizas discordantes de la Formación de Santa Fe con la excepción del noroeste del pueblo de Bóixols donde las Margas de Lluçà están coronadas por las calizas del Miembro del Coll d'Abella.

Dimensiones, forma y relaciones regionales

Las dimensiones originales de la Formación de Lluçà no pueden ser reconstruidas con precisión debido a la truncación de su techo y a la erosión del relieve actual. Los espesores máximos medidos en lugares donde la discordancia no es apreciable son casi coincidentes, 600 metros en la sección de Cabó [13] y 658 metros en la sección de Montanisell [16], (Fig. 2.18). Estos datos indican que, a diferencia de las formaciones infrayacentes, la reducción de espesor de norte a sur entre ambos flancos del sinclinal de Santa Fe es poco significativa. Una terminación brusca de las Margas de Lluçà contra fallas normales ocurre en el flanco sur del anticlinal de San Corneli junto al pueblo de Bóixols (Figs. 2.46, 3.17) indicando que el límite deposicional de las Margas de Lluçà se sitúa en el bloque superior del cabalgamiento de Bóixols. Una prueba adicional de esta afirmación es el sondeo de San Corneli-1 situado hacia el oeste, que atraviesa el cabalgamiento y no encuentra margas en el bloque inferior.

La parte inferior de la formación pasa en lateral hacia el sur de forma brusca a parte de las calizas del Miembro de Setcomelles. La indentación se observa en la cresta de Setcomelles, en el Barranc de Culles y en la Roca de Perles.

Sección de Cabó [13]

Se compone de margas oscuras monótonas con fauna escasa de belemnites, ammonites, gasterópodos y bivalvos. Bernaus (1995) cita *Gargasicerias gargasensis* y *Chelonicerias (Epicheloniceras) sp.*, ammonites también presentes en Peracalç y en el río Flamisell. La parte superior está cubierta por una importante ladera que desciende de la Serra de Sant Joan.

Sección de Montanisell [16]

Esta sección, la más completa y variada de las realizadas, ha sido dividida en tres tramos en base a la distribución de los intervalos de margas y margocalizas.

- El tramo #1, de 234 metros, se compone de margas gris-azuladas y de margocalizas hojosas bioturbadas. Las primeras son dominantes en la parte inferior e intercalan capas de calizas con restos de corales y moluscos pertenecientes al talud arrecifal distal del Miembro de Setcomelles.
- El tramo 2, de 230 metros, se inicia por margas grises con intercalaciones de capas delgadas de calizas y margocalizas nodulares muy bioturbadas, ricas en espículas y esponjas. La densidad de estas capas se

incrementa hacia el techo definiendo una secuencia somerizante de plataforma externa. La parte alta está dominada por margocalizas bioturbadas, que incluyen paquetes de hasta tres metros de espesor de calizas nodulosas con esponjas y equínidos. Cerca del techo hay un nivel de 50 cm rico en glauconita. Este tramo se interpreta como facies de plataforma externa, equivalentes laterales de las calizas que afloran al NO del pueblo de Bóixols y que se describirán a continuación.

- El tramo superior (#3), de 194 metros, está formado por paquetes gruesos de margas separados por paquetes gruesos de margocalizas. Estas últimas son más abundantes hacia el techo, intercalando capas de calizas con bioclastos y oolitos. La fauna consiste en espículas, esponjas, braquiópodos y equínidos, caracterizando un ambiente de plataforma externa.

Afloramiento al NO del pueblo de Bóixols

Las Margas de Lluçà intercalan en esta localidad un máximo de 375 metros de calizas bioclásticas bien estratificadas, similares a las que forman la unidad Superior de la Formación de Font Bordonera. Se distinguen de esta última por su posición estratigráfica más alta, por un incremento súbito en la cantidad y variedad de algas rojas y por la presencia de simplorbitolinas (Bachmann, 1994). Su composición

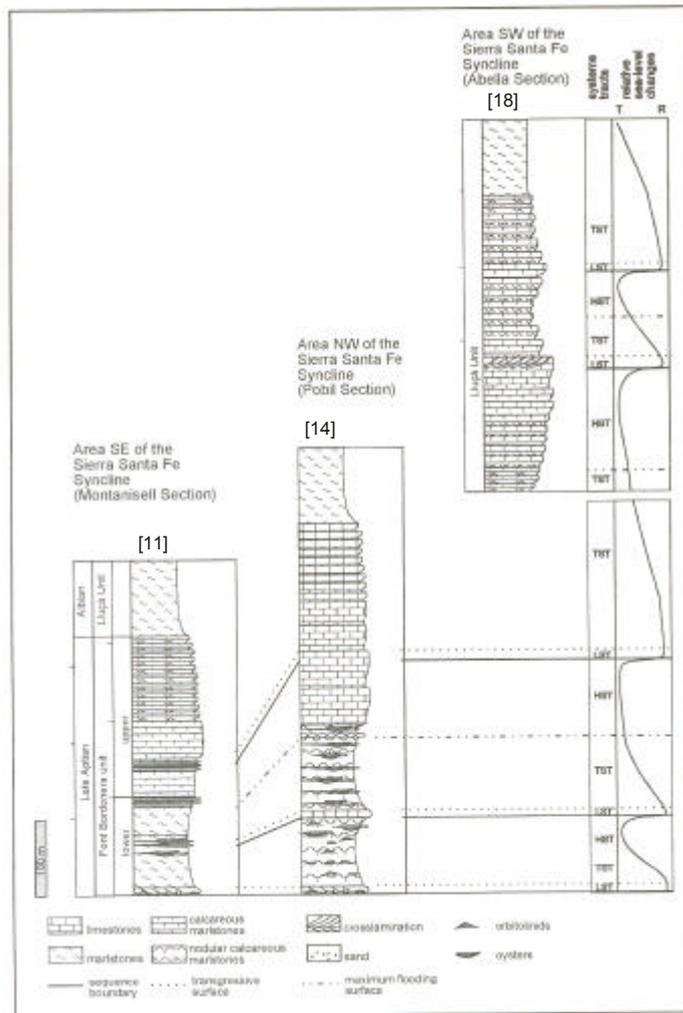


Fig. 2.50. Correlación de las formaciones de Font Bordonera y de Lluçà en las secciones estratigráficas de Montanisell, Pobil y Abella (Bachmann & Willems, 1996). Estos autores interpretan los ciclos estrato y granocrecientes registrados en vertical en las calizas de la sección de Abella como ciclos de somerización limitados por desplazamientos bruscos de los cinturones de facies hacia abajo de la rampa originados por caídas relativas del nivel marino. El límite del ciclo inferior se caracteriza por escasa progradación, mientras que el segundo límite de ciclo se caracteriza por una fuerte progradación que sitúa facies de rampa interna directamente sobre facies de rampa media.

exclusivamente bioclástica la diferencia asimismo de las Calizas de Setcomelles, donde predominan texturas tipo *boundstone*. Estas últimas ocupan además una posición más meridional, pegadas a los bloques de Jurásico del margen de la cuenca. Hacia el norte y hacia el este gradan a la parte inferior-media de las Margas de Lluçà (Bachmann & Willems, 1996). La transición hacia el este ocurre en pocos cientos de metros mediante un contacto muy escalante, indicando que las calizas están apiladas en la vertical.

Bachmann (1994) describe en su sección de Abella ([18], Fig. 2.50) 300 metros de calizas bioclásticas “packstones-grainstones” con estratificación nodular y a veces cruzada, formando ciclos estrato y granocrecientes entre 20-40 metros de espesor. Los principales componentes son algas rojas (*Agardhiellopsis* sp., *Kymalithon* sp., *Paraphyllum* sp., *Pseudolithothamnium* sp.), espículas, pequeños foraminíferos, restos de equínidos, litoclastos micríticos y peloides. La parte alta de la sección grada a margas y margocalizas grises.

Sección de Peracalç [24]

Sobre el suelo endurecido que marca el techo de la Formación de Font Bordonera en este lugar hay 1.5 metros de margocalizas muy ricas en glauconita, que destacan visualmente por su color pardo-rojizo de alteración. Los restantes 170 metros de la sección se componen de capas rítmicas de margocaliza y marga, ocasionalmente con glauconita, nódulos ferruginosos, restos carbonosos, ammonites con las vueltas internas piritizadas y equínidos. Listas de fauna se encuentran en Rosell (1967), Peybernès (1976) y Martínez (1979, 1982). Este último autor cita en esta sección *Beudanticeras (Uhligella) rebouli* y *Uhligella boussaci*.

Valle del río Flamisell

El valle del río Flamisell expone una sucesión de margocalizas y margas con un espesor estimado de 330 metros en su vertiente izquierda. Se diferencia una litofacies inferior con predominio de margocalizas grises y una litofacies superior rítmica margosa de coloración más oscura (Figs. 2.42, 2.51). Ambas facies se relacionan en lateral por un contacto retrogradante transgresivo marcado por capas ricas en glauconita. Siguiendo el citado contacto hacia el norte, la litofacies inferior reduce su espesor por condensación y la glauconita se concentra en un único nivel que recubre la lumaquela de ostreidos de Font Bordonera cerca del pueblo de Puigcerver. Una abundante fauna de ammonites piritizados, equínidos y lamelibranquios ha sido descrita por Rosell (1967), Peybernès (1976) y Martínez (1982).

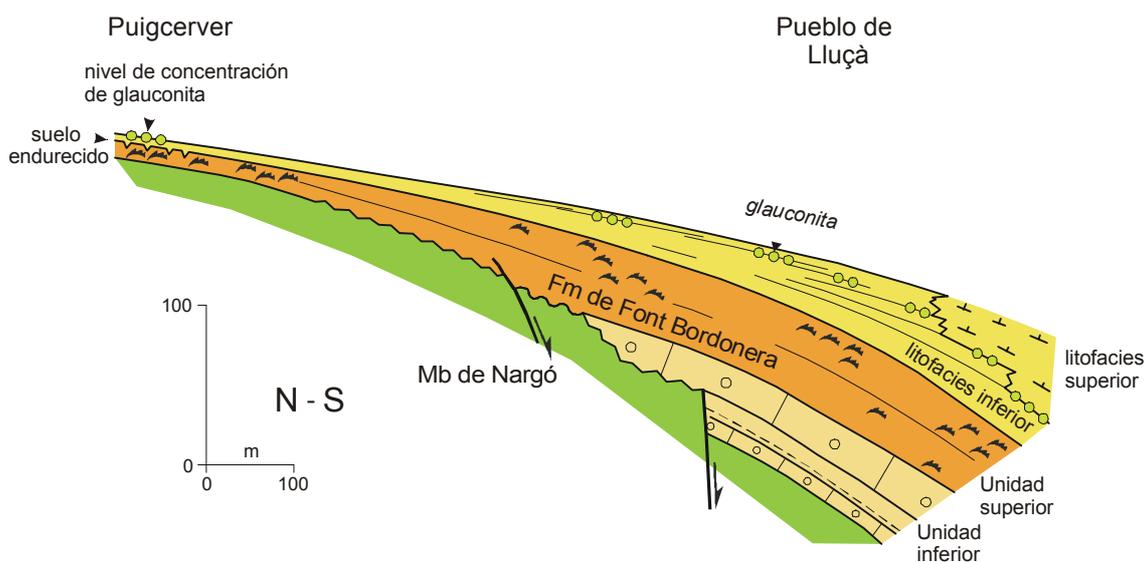


Fig. 2.51. Sección estratigráfica interpretativa de las Formaciones de Font Bordonera y Lluçà mostrando la coalescencia de varias secciones condensadas en una única.

Las Margas de Lluçà incluyen localmente cuerpos de brechas sedimentarias con clastos centimétricos a decimétricos de margocalizas provenientes de las propias Margas de Lluçà y clastos de calizas sin identificar. Cerca del contacto con las calizas cenomanienses de Santa Fe, intercalan un olistón de yesos, lutitas rojas y ofitas del Keuper (Fig. 3.26) interpretado previamente como intruído plásticamente en fracturas (Peybernès, 1976). Su procedencia del norte es muy probable bajo la evidencia de extrusiones diapíricas de Keuper en el área de Pont de Suert, adyacentes a la actual falla de Morrerres (Fig. 6.1.1).

Análisis de facies

Las características rítmicas de las margas, su contenido en fauna hemipelágica y pelágica, y su relación con bancos de carbonatos sugieren una sedimentación en dominio marino abierto bajo el nivel del oleaje (Peybernès, 1976; Berástegui *et al.*, 1990; Schöllhorn, 1992; Bachmann & Willems, 1996). La serie más cuencal es la de Cabó, con predominio de margas oscuras de ambiente disaeróbico, mientras que en el flanco sur del sinclinal de Santa Fe las margas son ricas en erizos y moluscos indicativos de un ambiente oxigenado de plataforma o una rampa externa. Las facies más someras son las calizas situadas al NO del pueblo de Bóixols, donde Bachmann & Willems (1996) distinguen cinco clases de microfacies que interpretan como pertenecientes a las zonas externa e interna de una rampa de carbonatos. Las facies dominantes que forman los *shoals* de la rampa interna son grainstones de algas rojas y espículas sin que exista evidencia del desarrollo de zonas protegidas de *lagoon*, mientras que packstones de peloides con fragmentos de algas rojas, abundantes espículas y litoclastos caracterizan a las facies de rampa media. Finalmente, las secuencias condensadas y expandidas entre Peracalç y el río Flamisell y los depósitos de brechas localizados en el río Flamisell indican sedimentación sobre un sustrato deformado por fallas activas que serán descritas en el apartado de estructura (Capítulos 3.6 y 3.7).

La evolución vertical de las facies en la Formación de Lluçà indica una profundización rápida en su parte inferior que supera al ritmo de crecimiento del banco de carbonatos del Miembro de Setcomelles. En este contexto transgresivo se desarrollan niveles condensados ricos en glauconita que cubren la plataforma. La tasa de ascenso relativo del nivel marino disminuye en la parte media y alta de la formación, permitiendo el desarrollo de barras de bioclastos en zonas menos subsidentes como el área situada al NO del pueblo de Bóixols. Las Calizas del Coll d'Abella, depositadas esencialmente sobre el nivel del oleaje, coronan a la formación margosa e indican una evolución somerizante de la parte alta de la formación.

Edad y correlación

Peybernès (1976) ha identificado las zonas de ammonites de *Jacobi* y *Tardefurcata* (Clansayesiense-Albiense inferior), mientras que Martínez (1982) determina una asociación característica del Aptiense superior sin poder diferenciar biozonas. Ambos autores coinciden en que las zonas se encuentran mezcladas, posiblemente por condensación, ya que no hay muestras de retrabajamiento. La identificación por parte de Martínez de *Aconeceras nisus* D'ORB. y *Chelonicerias (Epicheloniceras) martinioides*, especies índice de la zona de *Martinioides* en la escala de Busnardo (1984), no ha sido tomada en cuenta debido a que está en contradicción con las edades obtenidas para las formaciones infrayacentes.

Bachmann & Willems (1996) reconocen en las calizas de la sección de Abella (Fig. 2.51) *Ticinella roberti*, que según Carón (1985) se extiende entre el Clansayesiense y el Albiense superior. También la presencia de *Simplorbitolina manasi* indica una edad entre el Clansayesiense y el Albiense medio. Peybernès (1976) en su sección nº 8, página 284 cita ammonites de la zona de *Tardefurcata* (Albiense inferior) recogidos en margas situadas inmediatamente encima del techo de las calizas de la sección de Abella [18].

Se concluye que la edad de la Formación de Lluçà probada por ammonites es Clansayesiense-Albiense inferior. Debido a la aparente continuidad de la sedimentación margosa hasta el Miembro de Calizas del Coll d'Abella datada como Albiense medio por orbitolínidos (ver a continuación), la Formación de Lluçà podría alcanzar hipotéticamente el Albiense medio.

Souquet (1967), Mey *et al.* (1968), Garrido-Megías (1973) y Rosell y LLompart (1982) correlacionan las Margas de Lluçá con las series de margas presentes en la sección del embalse de Aulet y en San Martín (área de Pont de Suert). El trabajo de Peybernès (1976) apoyado en microfaunas cambió esta concepción, demostrando que las series de Aulet y San Martín son más recientes. En la montaña del Pedraforca (Fig. 3.2) está bien establecida su equivalencia con las margas del Prat del Reó (Peybernès, 1976; Ullastre *et al.*, 1987).

Miembro de Calizas del Coll d'Abella

El Coll d'Abella, que da nombre a la unidad, se localiza junto al pico de Gallinove (1689 m), aproximadamente 2.6 km al noroeste del pueblo de Abella de la Conca (situación en Fig. 2.52). La sucesión estratigráfica ha sido descrita en términos generales por Garrido-Megías (1973), Peybernès y Souquet (1973) y Peybernès (1976), aunque por el momento no existe una sección detallada.

Características distintivas y definición de límites

El Miembro del Coll d'Abella se aplica a un conjunto de calizas bioclásticas de coloración ocre, agrupadas en paquetes separados por margocalizas y margas bioturbadas. La base es un contacto transicional con la Formación de Lluçà y se sitúa en la aparición de la primera capa importante de caliza sobre margas bioturbadas ricas en equínidos. El techo son las calizas discordantes de la Formación de Santa Fe (Cenomaniense superior).

Dimensiones, forma y relaciones regionales

Aflora como una banda estrecha de forma arqueada, plegada por el anticlinal de San Corneli con inmesión hacia el oeste. Su espesor máximo, de unos 150 metros en la ladera que asciende al Coll d'Abella, se reduce a lo largo de la discordancia de la base de la Formación de Santa Fe hasta desaparecer sólo 2 kilómetros hacia el este con una línea de interrupción norte-sur. En consecuencia su extensión original y relaciones laterales son desconocidas.

Descripción de la sección del Coll d'Abella

Está formada por una alternancia de calizas bioclásticas de color ocre y margocalizas bioturbadas ricas bioclastos, formando secuencias de somerización. En la parte alta de la sucesión las calizas presentan estratificación cruzada dirigida al NE, costras ferruginosas y glauconita. Contienen orbitolínidos, foraminíferos bentónicos, algas rojas y fragmentos de equínidos y moluscos. Peybernès (1976) cita *Simplorbitolina manasi*, *S. conulus*, *Hensonina lenticularis*, *Orbitolinopsis* sp. aff. *buccifer*, *Mesorbitolina* sp., *Agardiellopsis cretacea*, *Paraphyllum primaevum*.

Análisis de facies

Las Calizas del Coll d'Abella muestran una secuencia somerizante de gran escala, desde margas de plataforma abierta con bioturbación importante, equínidos y espículas a barras de *shoreface* depositadas en la parte interna de la plataforma. La presencia ubicua de glauconita y costras ferruginosas indican condensación y retrabajamiento.

Edad y correlación

La asociación descrita caracteriza la zona de *Simplorbitolina conulus* que según Peybernès (1976) se extiende entre la parte alta del Albiense inferior y el Albiense medio. Posteriormente Souquet y Peybernès (1991) en base a la repartición vertical y frecuencia relativa de las especies índice *S. manasi* y *S. conulus*, atribuyen las Calizas del Coll d'Abella a la base del Albiense medio. Esta última edad es la usada en este trabajo.

Para Souquet y Peybernès (1991) el Miembro del Coll d'Abella equivale a parte de la Formación de

Calizas de San Roque en el área de Pont de Suert. Hay que señalar, sin embargo, que la extensión de la zona de *S. conulus* a lo largo de parte del Albiense inferior y de todo el Albiense medio impide una correlación precisa.

2.5 LA DISCORDANCIA CENOMANIENSE O PRE-SANTA FE

Rosell (1963, 1967) fue el primero en reconocer y cartografiar la discordancia entre el Cretácico inferior y las calizas de la Formación de Santa Fe. Souquet (1967) remarca que el hiato asociado a la discordancia desaparece en el área del río Ribagorça y plantea la idea de la migración del depocentro sedimentario hacia el oeste. Posteriormente Garrido-Megías (1973) y Peybernés (1976) mejoran el conocimiento de los terrenos truncados bajo la discordancia, admitiendo que la cuenca experimentó una importante emersión con erosión y formación de una penillanura. Simó (1985) traza por primera vez isolíneas de sedimento erosionado e interpreta el basculamiento como una rotación en el bloque superior de una falla normal lítrica contemporánea con la Formación de Sopeira. Esta falla no tiene sin embargo una posición cartográfica precisa. Berástegui *et al.* (1990) interpretan la discordancia como de tipo *postrift*, invocando un alzamiento vertical de la cuenca sin considerar una posible modificación de la estructura extensiva.

Antes de entrar en discusiones sobre el mecanismo que produce el plegamiento del Cretácico inferior bajo la superficie de discordancia (Cap.7) es necesario conocer mejor la geometría de los estratos basculados. Este problema se ha abordado mediante el análisis de la cartografía geológica y el cálculo de la columna de sedimentos erosionada en cada localidad, generando un mapa de isolíneas de erosión.

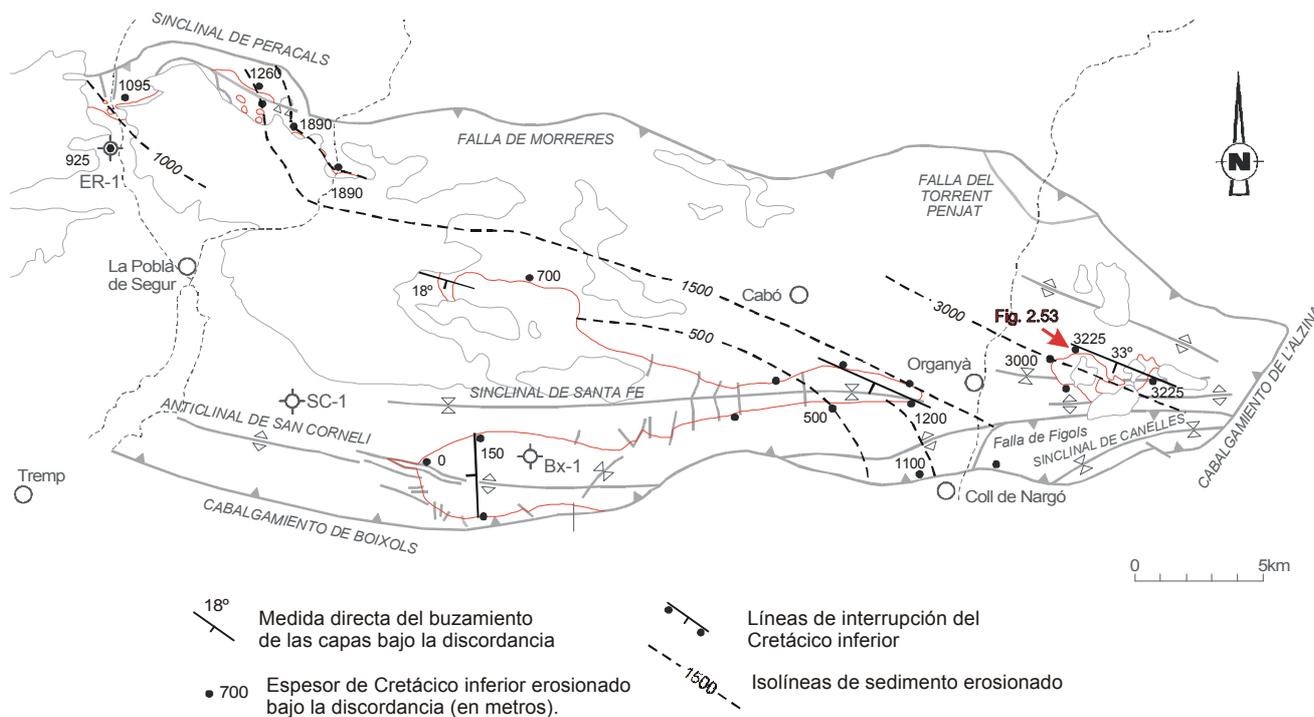


Fig. 2.52. Mapa de espesor de los sedimentos del Cretácico inferior erosionados bajo la discordancia cenomaniense. Las líneas de contorno conectan puntos con igual cantidad de sedimento erosionado tomando como nivel cero el techo del Mb de Calizas del Coll d'Abella en el extremo suroccidental de la lámina de Bóixols. La máxima erosión (3225 m) se localiza en el afloramiento de Roca de Peguera (Fig. 2.53) en el extremo nordoriental de la lámina, en el que las calizas cenomanienses yacen sobre el techo de la Fm de Prada.

Mapa de Isolíneas de erosión

En este mapa interpretativo (Fig. 2.52), la orientación de las líneas de contorno refleja el rumbo medio de los estratos del Cretácico inferior bajo la discordancia mientras que la distancia y valor de las curvas

proporciona una estimación de la inclinación media de estas capas antes de la sedimentación de las calizas cenomanienses. El espesor de sedimentos de Cretácico inferior que han sido erosionados se ha calculado respecto a la unidad estratigráfica más alta preservada, el Miembro del Coll d'Abella y por lo tanto es un valor mínimo. El patrón de líneas indica:

- Que los estratos del Cretácico inferior se hallaban inclinados monoclinalmente hacia el sur con un rumbo en zig-zag que cambia de NO-SE a ONO-ESE.
- El gradiente de erosión y consecuentemente el ángulo de discordancia, se incrementan desde menos de 1 grado entre las isolíneas de 0 y 500 m a una media de 18 grados entre las isolíneas de 500 y 3000 metros.
- La dirección de las capas inclinadas es oblicua a las principales estructuras y pliegues asociados, notoriamente a la falla de Fígols y al cabalgamiento de Bóixols.

Descripción de la discordancia

En el área de Organyà, los terrenos más antiguos bajo la superficie de discordancia son las Calizas de Prada y los más modernos las calizas del Miembro del Coll d'Abella. Encima yace invariablemente la Formación de Santa Fe (Cenomaniense superior), una barra caliza de unos 30 metros de espesor que forma un escarpe. Su composición es también muy constante. Según Simó (1985), la parte inferior es un mudstone-wackestone con *Prealveolina*, miliólidos, rudistas y capas con acumulaciones de ostreidos, depositado en una plataforma interna de carbonatos; la parte superior consiste en calizas bioturbadas con calcisferas (las calizas con *Pithonella* de Souquet, 1967), interpretadas como facies pelágicas de baja energía. La uniformidad de espesor y facies indica que la Formación de Santa Fe recubre una superficie lisa, sin paleorelieve, independientemente de si debajo hay margas o capas resistentes de calizas.

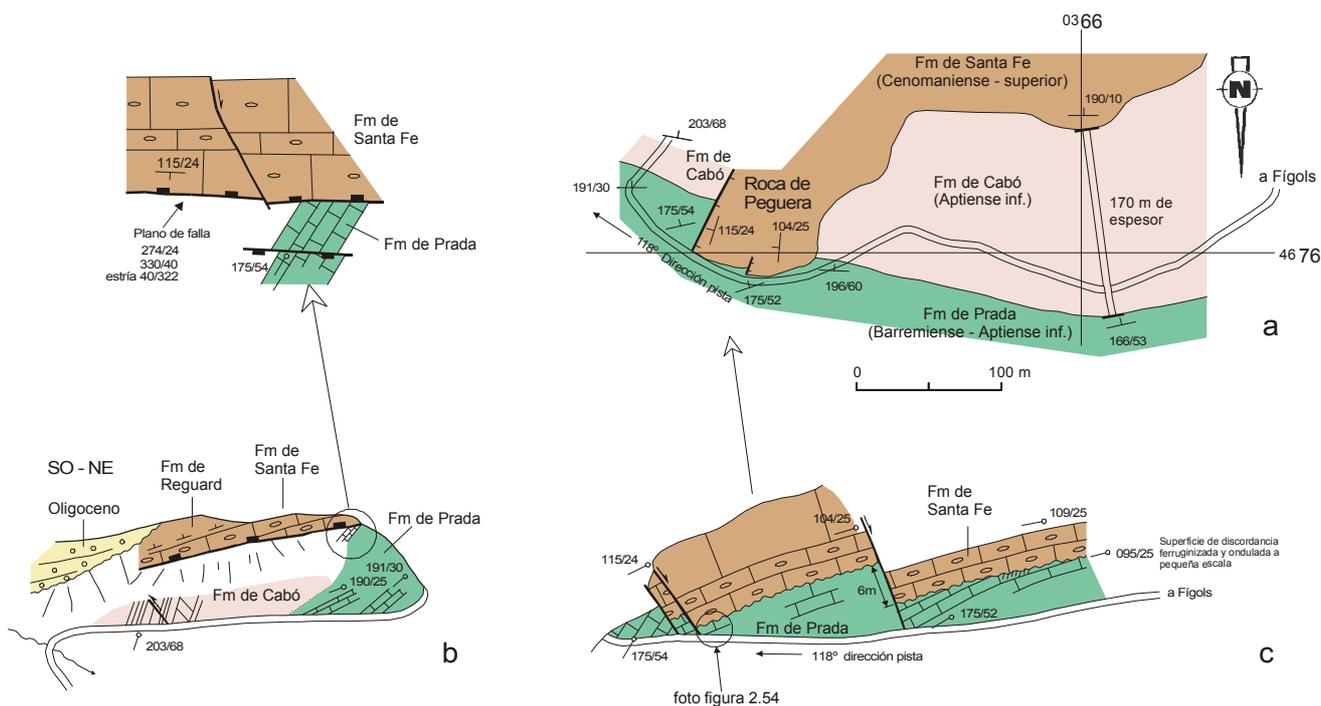


Fig. 2.53. Discordancia cenomaniense en la Roca de Peguera; a.-mapa geológico detallado; b, c.- dibujos de campo en dos perspectivas ortogonales (ver situación en figura 2.52).



Fig. 2.54. Calizas con *Prealveolina* del Cenomaniense medio-superior (Fm de Santa Fe) sobre calizas oscuras “mudstones” del techo de la Fm de Prada de edad Barremiense - Aptiense inferior. Situación en figura 2.53.

La discordancia angular plegada resulta evidente en panorámica en ambos flancos del sinclinal de Santa Fe cerca de la ermita del mismo nombre (Figs. 2.25, 2.26, 3.14). La línea de interrupción de la Formación de Font Bordonera está orientada N115, lo que indica un basculamiento de la serie precenomaniense hacia N205 (Fig. 2.52). Desde esta localidad hacia el este, la Formación de Santa Fe bisela a las formaciones de Senyús y de Cabó (Figs. 3.5, 3.6), llegando a yacer sobre la Formación de Prada. La forma de la truncación se ha detallado en el afloramiento de la Roca de Peguera (Figs. 2.53, 2.54), donde 170 metros de Margas de Cabó son truncados en una corta distancia siguiendo la pista forestal. Una vez la Formación de Santa Fe se ha abatido a la horizontal, el Cretácico inferior mantiene un buzamiento de 196/33.

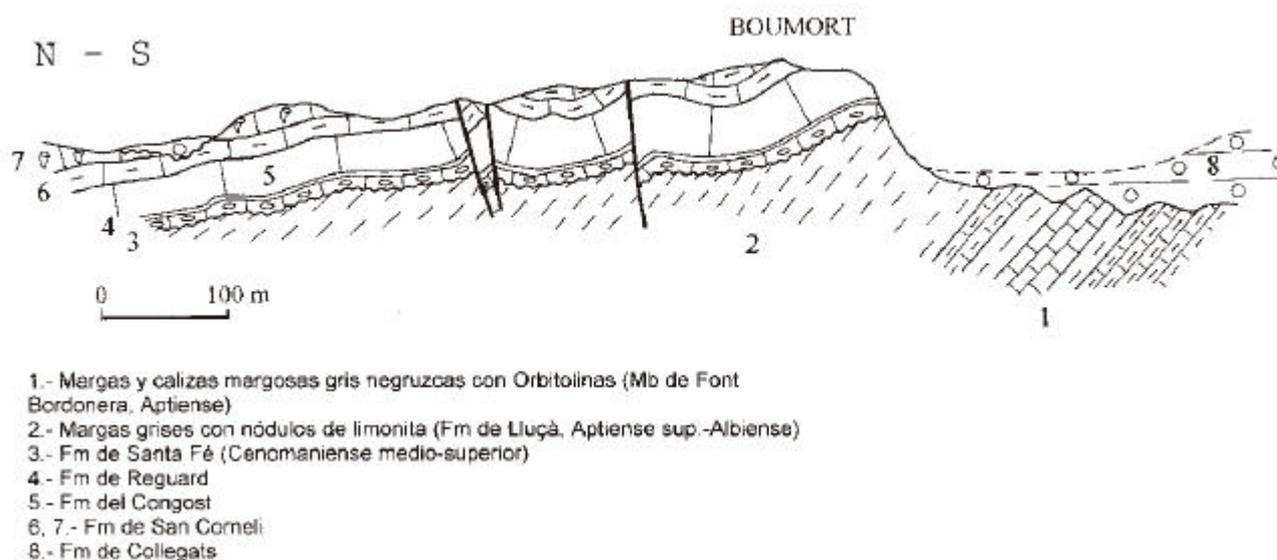


Fig. 2.55. Ladera oriental de la Serra del Boumort mostrando la discordancia cenomaniense. El buzamiento de las Margas de Lluçà es en realidad menor que el mostrado en este dibujo adaptado de Rosell (1963).

Otra área donde la discordancia es apreciable y que sirvió a Rosell (1963) para demostrar su existencia es la Serra del Boumort (Fig. 2.55). La disposición de las capas puede observarse en la pista forestal hecha para captar el agua que sale de la Cova de l'Espluga de Hortonedà. El valor calculado para el basculamiento de las Margas de Lluçà una vez abatida la Formación de Santa Fe es aquí de 196/18. Desde este punto hacia el noroeste la discordancia trunca terrenos cada vez más antiguos hasta yacer en el Congost de Collegats sobre la parte inferior del Miembro de Roc del Diable (Fig 2.56). El análisis cartográfico permite examinar la

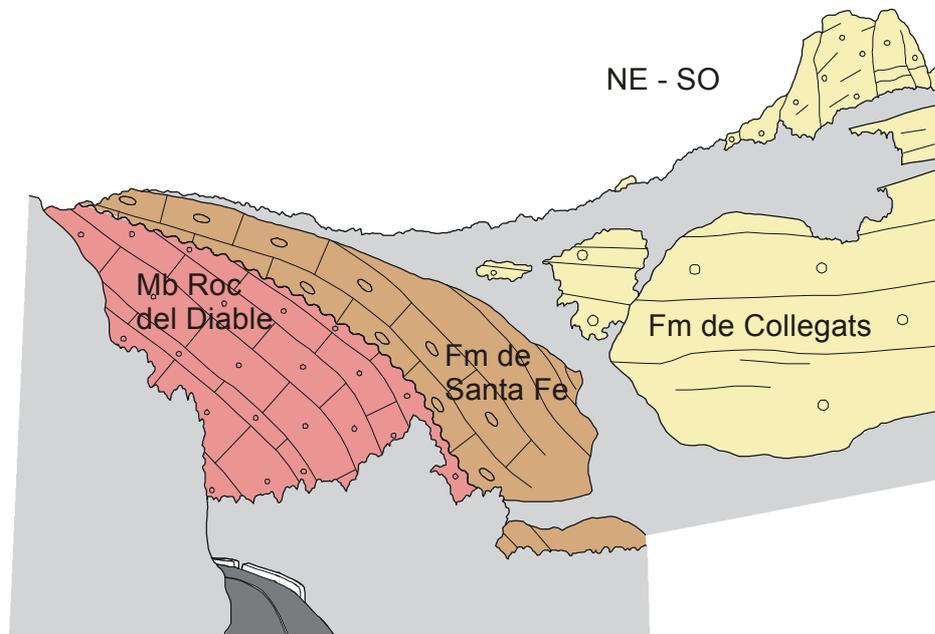


Fig. 2.56. La discordancia del Cenomaniense en el Congost de Collegats. El Mb del Roc del Diable (Aptiense superior), formado por grainstones de color ocre, está truncado hacia el norte por las calizas con *Prealveolina* y calizas con *Pithonella* (Cenomaniense superior-Turonense) de la Formación de Santa Fe. Los Conglomerados terciarios de Collegats terminan contra el paleorelieve anticlinal que forman las calizas del Cretácico. Dibujo a partir de una fotografía.

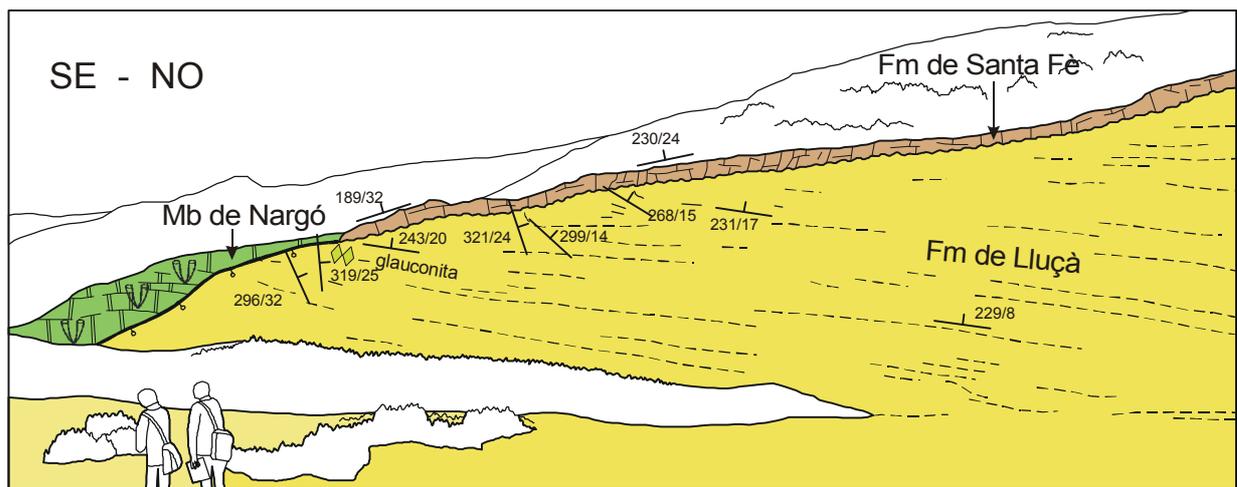


Fig. 2.57. Discordancia cenomaniense en la Serra de Peracalç fosilizando una falla normal de edad Cretácico inferior (dibujo a partir de una fotografía). Situación en el mapa geológico detallado de la Fig. 3.32.

validez del ángulo de 18 grados obtenido mediante medidas directas. Unos 385 metros de las calizas de Nargó y del Roc del Diable han sido truncados en 1475 m de distancia horizontal medidos en una transversal perpendicular al rumbo obtenido de 116 grados. El resultado es un ángulo de inclinación de 15 grados, muy próximo al valor obtenido por medidas directas.

En la Serra de Peracalç, la Caliza de Santa Fe fosiliza un sistema de fallas extensivas y la estratigrafía bajo la discordancia cambia bruscamente de un bloque a otro de las fallas (Figs. 2.57, 3.31, 3.32).

Edad de la discordancia

En el área de Organyà la edad de la discordancia está acotada entre el Albiense medio, edad del Miembro de Calizas del Coll d'Abella, y el Cenomaniense superior, edad de la Formación de Santa Fe. No se conoce si los sedimentos del Albiense medio al Cenomaniense inferior fueron depositados y después erosionados o por contra nunca fueron depositados en esta región. También el destino de los sedimentos removidos por erosión es desconocido. Presumiblemente el área de Organyà formaba una llanura continental deprimida con *bypass* de los sedimentos.

Es obvio por tanto, que la datación de la discordancia sustentada en la estratigrafía del área de Organyà tiene limitaciones y resulta necesario integrar discontinuidades en las series estratigráficas de otras áreas donde la sedimentación haya sido más continua durante el Albo-cenomaniense. La premisa es que el cambio estructural mayor que ha elevado la cuenca de Organyà sobre el nivel del mar debe haber modificado la forma de otras cuencas y producido transiciones de los sedimentos alrededor del nivel de base. La mejor región para investigar estas conexiones es la de Pont de Suert como se verá en el capítulo 4.

