
Capítulo 4 EL CRETACICO INFERIOR DE PONT DE SUERT

4.1 VISION GENERAL

El área de Pont de Suert comienza en la margen derecha del río Flamisell y se extiende unos 46 kilómetros hacia el oeste hasta el río Esera. La estratigrafía del Cretácico inferior de Pont de Suert es poco conocida y merece la pena hacer una revisión de su problemática. Hasta hace poco tiempo ninguna formación con área tipo en Organyà se había reconocido en Pont de Suert y los trabajos de síntesis (Garrido y Ríos, 1973; Rosell y Llompart, 1982; Souquet y Peybernès, 1991) adolecen de excesiva simplificación al tomar como representativas las sucesiones del Albiense-Cenomaniense del pueblo de Bonança y del embalse de Escales. En los últimos años el conocimiento regional ha mejorado con la identificación del Grupo de Tres Ponts (García Senz, en prensa; Robador, en prensa), del Miembro de Nargó y de las formaciones de Font Bordonera y de Lluçà. Estos trabajos revelan también relaciones laterales entre lo que hasta ahora eran formaciones limitadas por contactos litológicos bruscos, permitiendo reconstruir mejor los ambientes deposicionales y la paleogeografía.

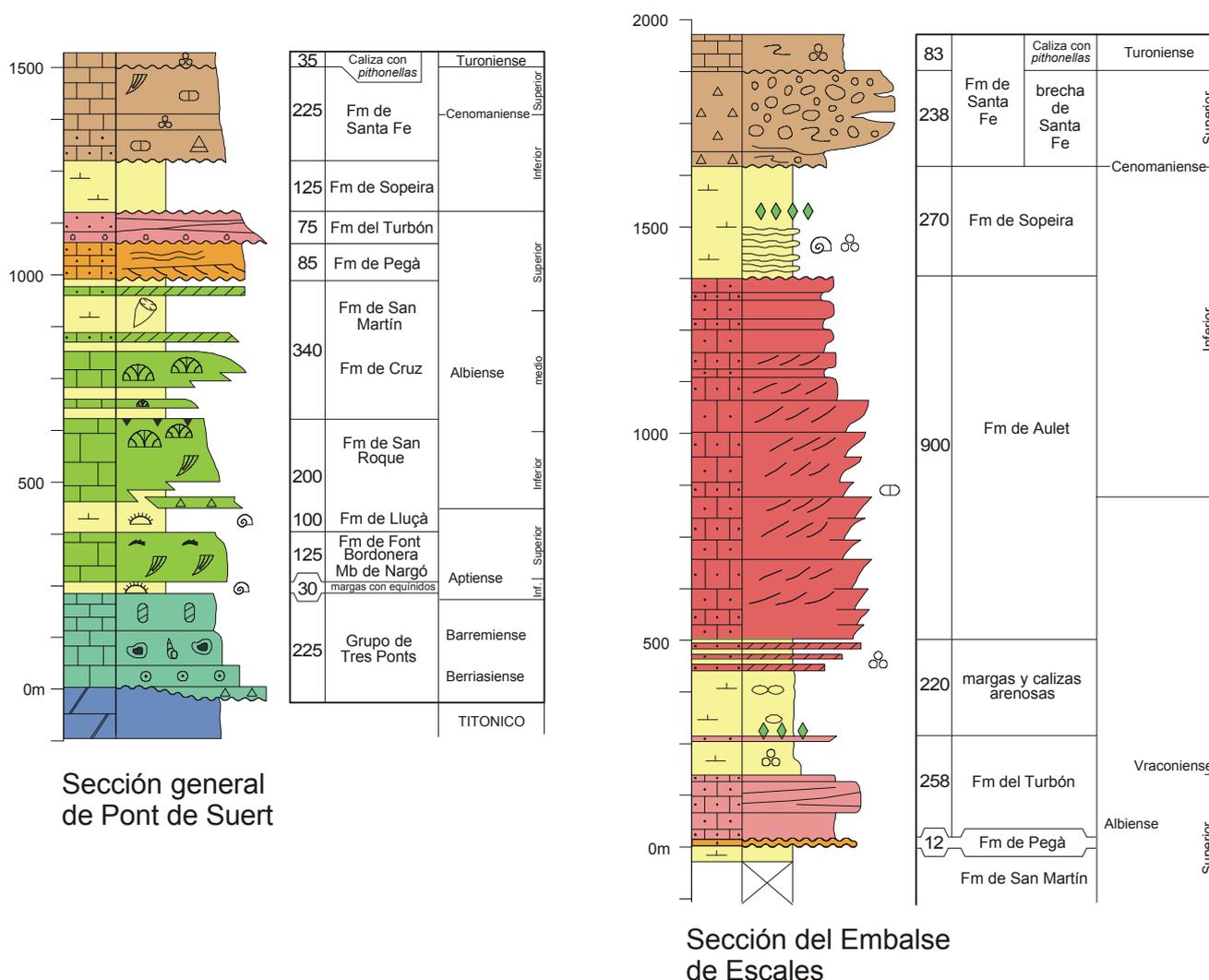


Fig. 4.1. Estratigrafía del Cretácico inferior de Pont de Suert. a.- sección general; b.- sección del embalse de Escales [34], (localización en figura 4.2).

El Cretácico inferior del área de Pont de Suert está comprendido entre la discordancia alrededor del límite Titónico-Berriasiense y la discordancia de la base de la Formación de Margas de Sopeira datada como Cenomaniense inferior. Más comúnmente la Formación de Sopeira está ausente y el límite superior se sitúa en la discordancia de la base de la Formación de Santa Fe. Drzewiecki y Simó (2000) han demostrado que esta última formación se subdivide en Pont de Suert en dos unidades, de las cuales sólo la más alta, de edad Cenomaniense superior, se extiende por el área de Organyà.

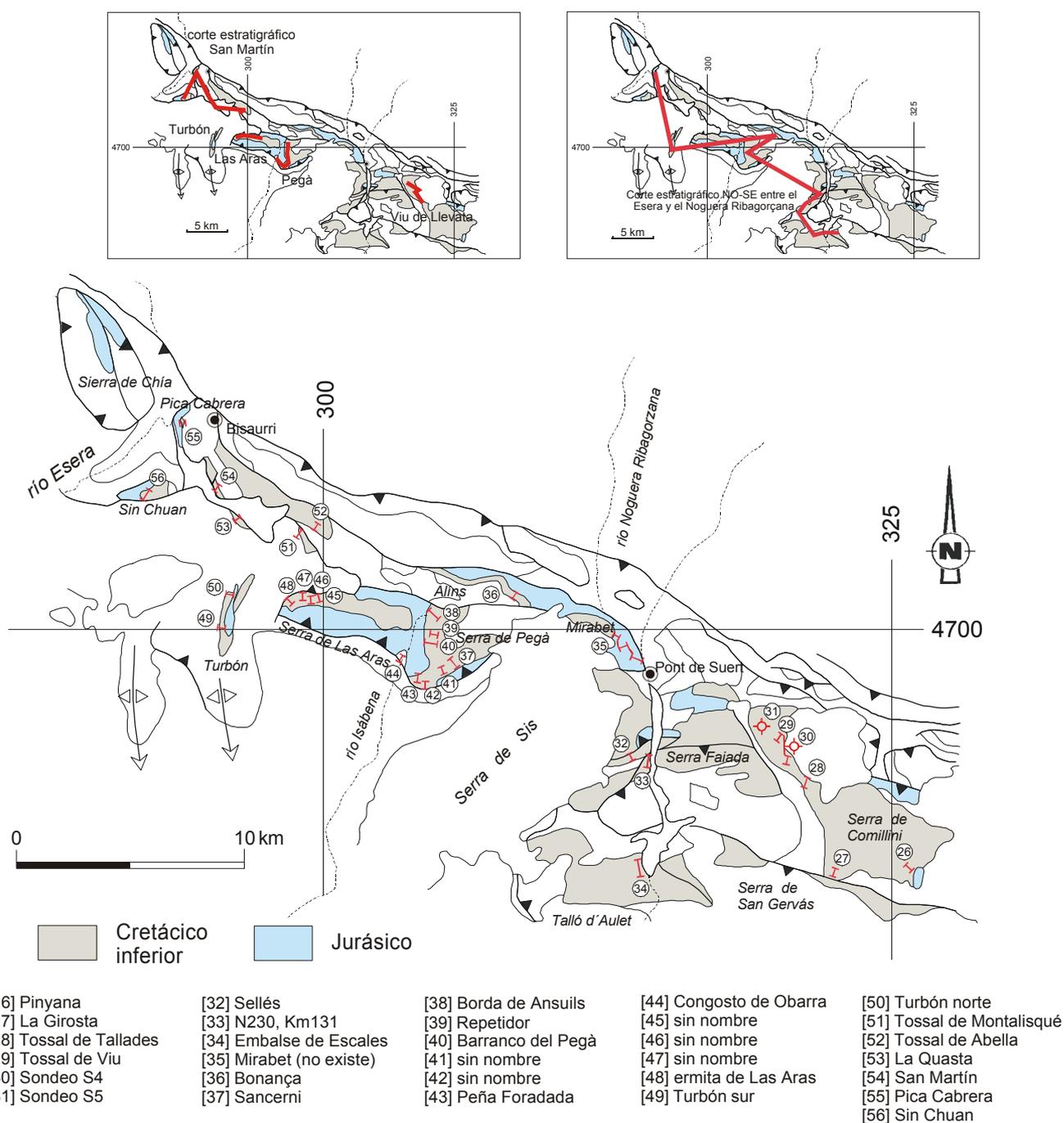


Fig. 4.2. Mapa geológico simplificado del área de Pont de Suert con situación de las secciones estratigráficas medidas del Cretácico inferior y de las líneas de sección usadas para construir los cortes estratigráficos.

La columna sedimentaria del Cretácico inferior (Berriasiense-Vraconiense) alcanza un espesor medio de 1130 metros que se amplía a 2230 metros si se incorporan los sedimentos del Vraconiense-Cenomaniense inferior presentes únicamente en la sección del embalse de Escales (Fig. 4.1). Se distinguen tres ciclos de relleno: 1) El ciclo Berriasiense-Aptiense inferior formado por calizas de plataforma oolítica que evoluciona a plataforma restringida. 2) El ciclo Aptiense-base del Albiense superior caracterizado por calizas arrecifales y margas que evolucionan de plataforma interna a plataforma abierta. 3) El ciclo Albiense superior-Cenomaniense inferior caracterizado por areniscas deltáicas, margas parálicas y calizas de plataforma mixta. La base del ciclo 3 es una discordancia angular.

Las variaciones laterales de espesor y la distribución de las formaciones se han estudiado a partir de 30 secciones, la mayor parte integradas en cortes estratigráficos (Fig. 4.2). No obstante la variabilidad es tan grande que se requeriría más del doble de secciones para mostrar engrosamientos o adelgazamientos con un patrón consistente. A una escala amplia, los sedimentos del Berriasiense-Aptiense inferior tienen su borde deposicional occidental en la Serra de Sis. Los conglomerados terciarios de esta sierra ocultan estructuras oblicuas que producen un desplazamiento hacia el norte del eje de la cuenca del Cretácico inferior. Los sedimentos del Aptiense-Albiense medio que se extienden por ambos lados de la Sierra de Sis terminan en la montaña del Turbón, reapareciendo más al oeste en la vertiente izquierda del río Esera. Finalmente las series del Albiense superior-Cenomaniense inferior tienen un centro deposicional en el Talló d'Aulet pero fuera de este área presentan series reducidas y cubren hacia el oeste como un manto a rocas pre-jurásicas.

4.2 LA DISCORDANCIA DE LA BASE DEL CRETACICO

El modelo de espesores que presenta el Jurásico medio-superior de Pont de Suert muestra un patrón complejo, con gradientes bruscos en sentido norte-sur y más progresivos en sentido NO-SE (Fig. 4.3). La causa principal es, como en Organyà, una profunda erosión bajo la discordancia de la base del Cretácico. Cuatro áreas principales se identifican a partir del mencionado mapa. La primera área por el sur contiene secciones de Jurásico que pueden ser consideradas completas (alrededor de 600 metros de dolomías y calizas en facies de llanura mareal carbonatada), con la anomalía del sondeo de Erinyà-1 que atraviesa una sección expandida del Kimmeridgiense-Titónico en facies evaporíticas. La segunda área de sur a norte se caracteriza por un Jurásico casi totalmente erosionado, como observó Garrido-Megías (1969) en los terrenos que bordean al afloramiento de Triásico de Aulet. La información de los cortes geológicos indica que esta banda con Jurásico reducido se extiende al oeste de la Serra de Sis en el bloque inferior del cabalgamiento de Las Aras. La tercera área, que incluye las sierras de Buira, Pegà, Las Aras y montaña el Turbón, se caracteriza por espesores moderados, con una serie completa preservada únicamente en la Serra de Pegà y una tendencia general de los espesores a decrecer hacia el noroeste. La cuarta área, la más septentrional, que incluye los afloramientos de la Serra de Comillini, Mirabet y Alíns, está separada de la tercera por un delgado corredor con afloramiento de Keuper en el que el Jurásico ha sido erosionado. La media de espesores es similar a la anterior, aunque con una distribución geográfica distinta. El afloramiento más occidental de Jurásico se localiza en la Serra de Chía, que forma parte del manto del Cotiella.

El relieve de la superficie de erosión puede ser bastante pronunciado en algunas localidades como el Tossal de Pegà o Las Aras, pero a diferencia de Organyà no existe una importante cobertera de brechas producto de la erosión de estos relieves. Sobre la superficie discordancia yacen distintas formaciones del Cretácico inferior, que en general son más modernas hacia el norte y el oeste (Dalloni, 1910; Souquet, 1967; Peybernès y Papón, 1968; Garrido-Megías y Ríos, 1972) (Fig 4.4). El Neocomiense-Aptiense inferior cubre la discordancia al este de la Sierra de Sis, las calizas del Albiense inferior-medio lo hacen al norte y oeste de esta sierra y las margas y areniscas del Albiense superior cubren el Keuper al norte de la montaña del Turbón y en el macizo del Cotiella. Un yacimiento de lateritas descubierto por el autor (Fig. 4.5) tiene por yacente calizas micríticas del Kimmeridgiense (base de la unidad J7 de Peybernès, 1976) y está cubierto por calizas con corales y rudistas del Albiense medio. Casi 400 metros de Jurásico han sido erosionados antes del depósito de la laterita, cuya edad precisa se desconoce.

En conclusión, la discordancia de la base del Cretácico representa la erosión de las formaciones pre-Cretácicas y la no-deposición de diferentes unidades del Cretácico inferior. La distribución de espesores del



Fig. 4.5. Laterita de 4 metros de espesor formada por bauxita nodular entre arcillas rojas. El muro son micritas de la base del Kimmeridgiense, el techo son calizas con corales de la Formación de San Roque del Albiense inferior-medio (brújula de escala, collado al norte del pico de Santa Lucia, flanco norte del sinclinal de Alíns, situación en Fig. 4.4).

Jurásico en el mapa de la figura 4.3 muestra *a grosso modo* gradientes bruscos en una dirección ortogonal a las orientaciones estructurales ONO-ESE del Cretácico inferior y gradientes suaves en dirección longitudinal. Este último hecho indica tal vez que los estratos jurásicos tienen una inclinación regional hacia el ESE.

Edad de la discordancia

Los depósitos más antiguos sobre la discordancia son de edad Berriasiense en los alrededores del río Noguera Ribagorçana (ver Grupo de Tres Ponts en el apartado siguiente), por tanto el inicio de la erosión del Jurásico es sincrónico con el área de Organyà. La componente no-deposicional se incrementa hacia el oeste extendiendo el hiato hasta el Cenomaniense superior en la Sierra de Chía.

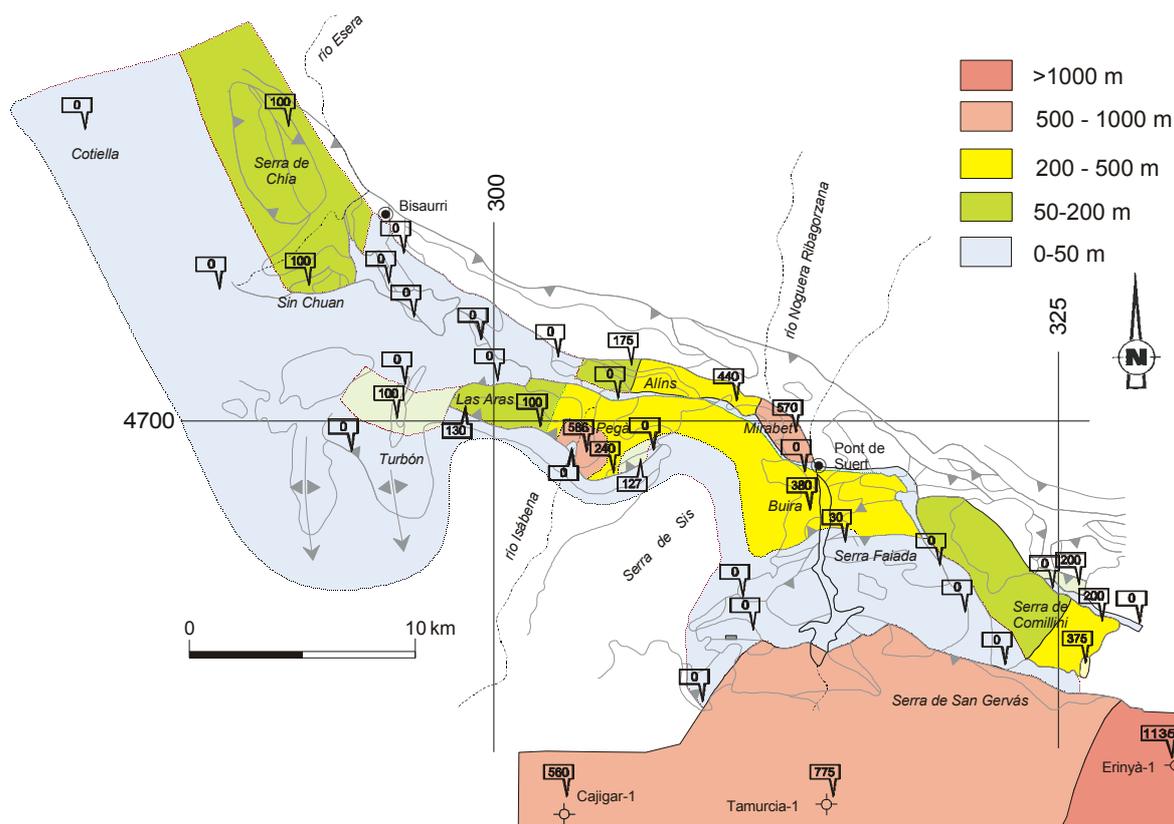


Fig. 4.3. Mapa de espesores del Jurásico medio-superior en Pont de Suert. La distribución muestra gradientes importantes en dirección NO-SE y gradientes menores en dirección ONO-ESE. Las variaciones están controladas principalmente por los elementos estructurales extensivos de edad Cretácico inferior.

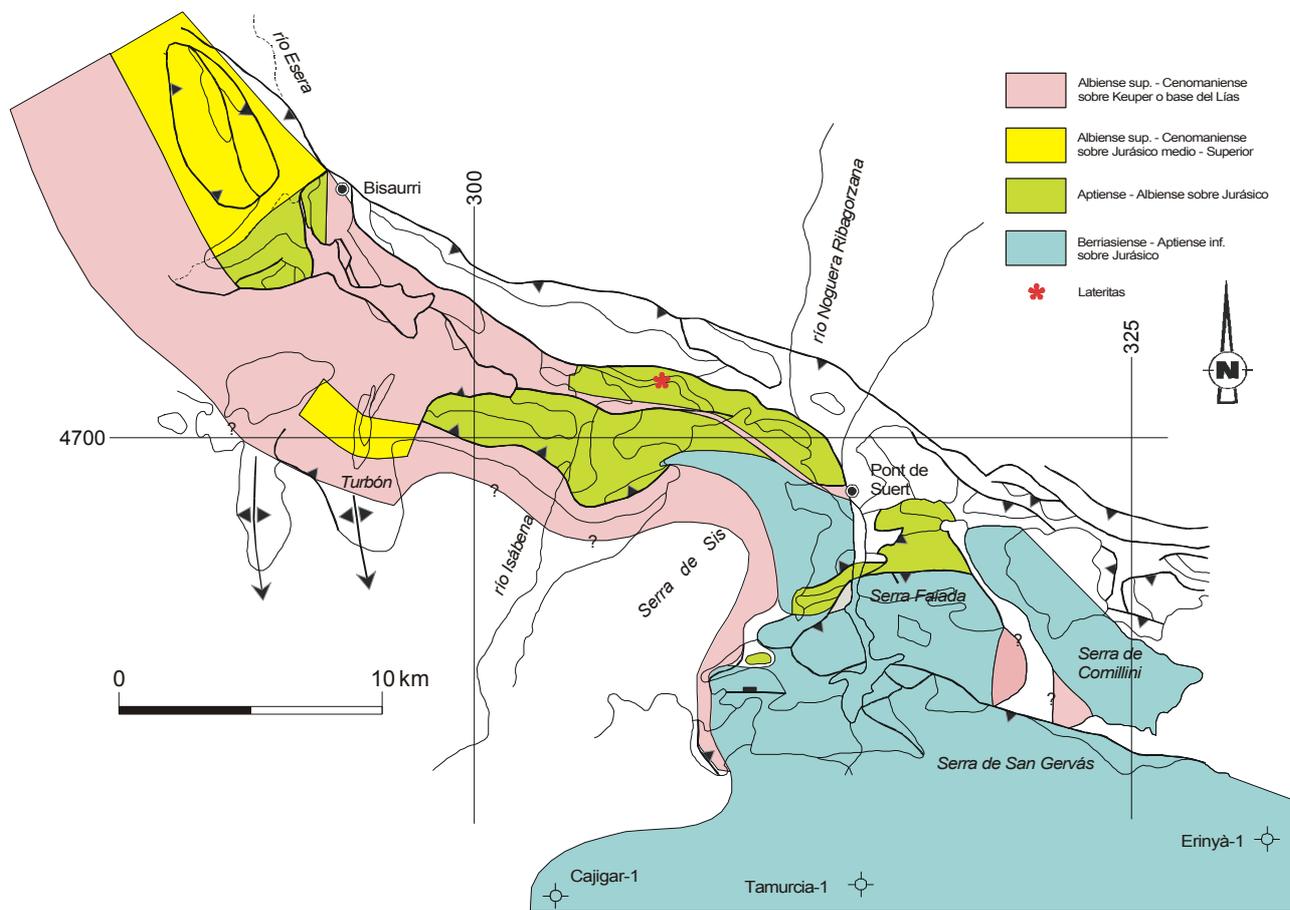


Fig. 4.4. Mapa de recubrimiento de la discordancia de la base del Cretácico. Comúnmente el Jurásico está cubierto por el Berriasiense-Aptiense inferior al este de la Serra de Sis y por la Formación de San Roque de edad Albiense inferior-medio al oeste de esta sierra. El albiense superior cubre al Keuper fuera de las cuencas de Cretácico inferior limitadas por fallas.

4.3 ESTRATIGRAFIA DEL BERRIASIENSE - APTIENSE INFERIOR

Grupo de Tres Ponts

Aunque el Grupo de Tres Ponts se halla representado en el área de Pont de Suert por extensos afloramientos, su reconocimiento ha sido tardío. La primera evidencia de su existencia se debe a Garrido-Megías (1969), que describe cerca del pueblo de Betesa facies semejantes al Barremiense de Organyà, aunque no aporta pruebas paleontológicas. Posteriormente, Calvez (1989) reconoce en Bonança un delgado horizonte con carófitas neocomienses sobre el Jurásico. Este afloramiento es, sin embargo discreto, considerando que en las vertientes del río Noguera Ribagorçana existen afloramientos cartografiados de más de 200 metros de espesor (García-Senz, en prensa). Recientemente, Robador (en prensa) demuestra que las Calizas de Tres Ponts forman también la mayor parte de la Serra de Comillini. Las secciones donde se ha descrito en detalle son la sección de la N230, Km 131 [33], el Tossal de Tallades [28] y el Sondeo nº 5 [31] del proyecto de construcción del túnel de Malpàs. De las cuatro formaciones que componen en Organyà el Grupo de Tres Ponts se han identificado las Brechas del Pont de la Torre, la Fm de Calizas del Barranco de Fontanella y la Fm de Calizas de Prada.

Características distintivas y definición de límites

La parte inferior presenta una litofacies de packstones-grainstones de miliólidos, trocholinas y oolitos alternando con capas de micrita beige. La parte superior se caracteriza por wackestones-mudstones y brechas de color oscuro, con fauna restringida de carófitas, gasterópodos, oncoides, miliólidos y orbitolínidos cónicos. El límite estratigráfico inferior es un contacto discordante de calizas (o localmente brechas) sobre calizas o dolomías del Jurásico. El límite superior se sitúa bajo margas con ammonites y equínidos de edad Aptiense o más comúnmente bajo calizas con rudistas, miliólidos y orbitolínidos.

Dimensiones, forma y relaciones regionales

Es una unidad lateralmente imperistente y para describir su forma serían necesarias numerosas secciones. Con los puntos de control limitados de que se dispone hasta el momento se muestran sólo los cambios de espesor más importantes (Fig. 4.6). Los máximos espesores, unos 200 metros, se localizan en la Serra de Comillini, en Serra Faiada y en la escama de Buirá. Estos tres centros sedimentarios están separados por áreas de espesor reducido o nulo. Así por ejemplo en Serra Faiada se ha constatado una reducción brusca coincidente con una lineación NO-SE interpretada como una falla normal. El límite deposicional occidental del Grupo de Tres Ponts se sitúa en la Serra de Sis, oculto por los conglomerados terciarios. Al oeste de esta sierra existen depósitos delgados y discontinuos, como el descrito por Calvez (1989) en Bonança.

Corte estratigráfico de Viu de Llevata (Fig. 4.7)

La sección más suroriental de las que componen este corte, el Tossal de Tallades [28], muestra 16 metros de calizas “mudstones” grises con carófitas, gasterópodos y oncolitos. Únicamente el metro basal contiene fauna marina de miliólidos y orbitolínidos cónicos. Desde esta sección hacia el noroeste, el Grupo de Tres Ponts se halla omitido en superficie por una falla normal NO-SE con Triásico en el bloque inferior, cuya traza pasa por el pueblo de Viu de Llevata (Fig. 4.8). Por esta causa el trazado del corte estratigráfico es especulativo hasta el sondeo nº 5 [31], donde las calizas de Tres Ponts fueron atravesadas en los últimos 60 metros sin alcanzar el contacto con el Jurásico. La litofacies, ligeramente distinta a la del Tossal de Tallades, se caracteriza por una alternancia de brechas y calizas micríticas oscuras con carófitas y gasterópodos. Las brechas, entre 0.5-7 cm de tamaño, contienen clastos de micritas y en menor proporción de grainstones de talos de carófitas con porosidad intrapartícula. Intercalan tres horizontes delgados con concentraciones de asfalto.

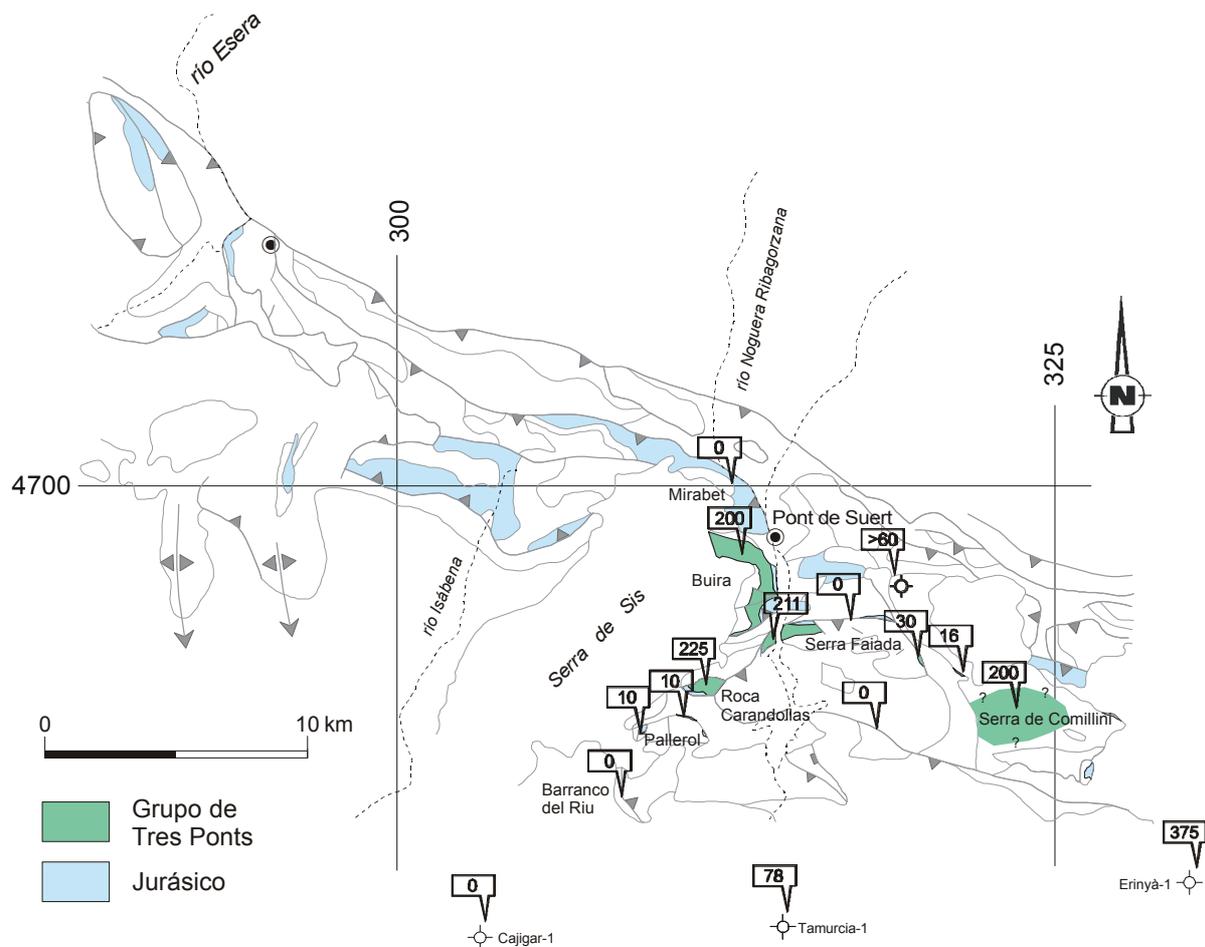


Fig. 4.6. Distribución de espesores del Berriasiense-Aptiense inferior que ilustra la existencia de dos cuencas situadas en la Serra de Comillini y en Buirra-Serra Faiada-Roca Carandollas, separadas por áreas de espesor reducido o nulo.

Serra Faiada

La sección estratigráfica [33] en la carretera nacional 230 permite una observación directa de las Calizas de Tres Ponts que forman el flanco inverso del sinclinal de la Serra Faiada (Fig. 4.9).

- El tramo #1 consiste en 20 metros de brechas con clastos de hasta 25 cm de tamaño máximo soportados por una matriz de arena y grava. Los clastos se componen de micritas, dolomicritas oscuras y dolomías con ooides, provenientes de la erosión del Jurásico. Es un equivalente de la Formación del Pont de La Torre definida en Organyà.
- El tramo #2, de 23 m de espesor, se compone de wackestones de color claro con trocholinas, orbitolínidos cónicos, algas y gasterópodos. Intercalan capas centimétricas de packstones-grainstones de ooides y foraminíferos.
- El tramo #3 son 79 metros de wackestones-floatstones oscuros con litoclastos, gasterópodos y oncolitos. A techo hay un nivel delgado de brechas intraformacionales.
- El tramo #4 está formado por 89 metros de wackestones oscuros con carófitas y raras intercalaciones de brechas intraformacionales. Los últimos 11 metros contienen miliólidos, orbitolínidos cónicos, algas, y acumulaciones de gasterópodos. El techo es una falla normal que pone en contacto la parte superior del Grupo de Tres Ponts con 15 metros de calizas con orbitolinas y corales de la Formación de Cruz.

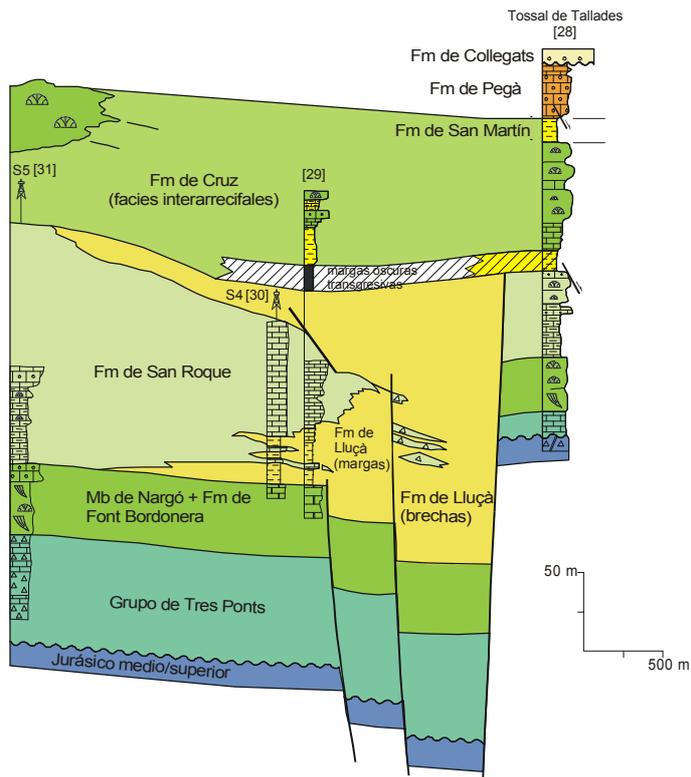
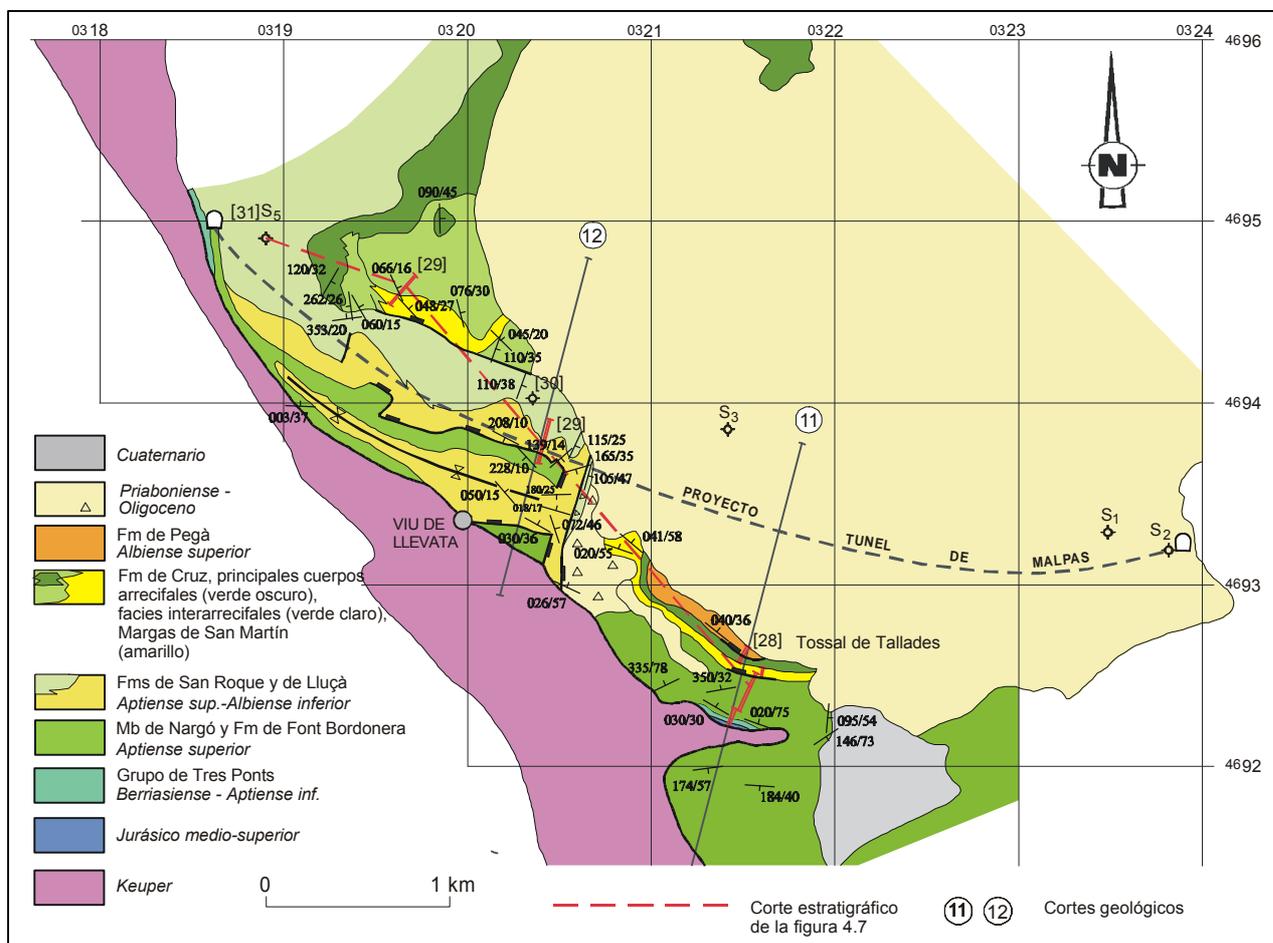


Fig. 4.7. Corte estratigráfico de Viu de Llevata construido a partir de las secciones estratigráficas y de los sondeos realizados para el proyecto del Túnel de Malpàs.

Fig. 4.8. Mapa geológico del área que rodea al pueblo de Viu de Llevata con situación de las secciones estratigráficas, cortes geológicos y sondeos.



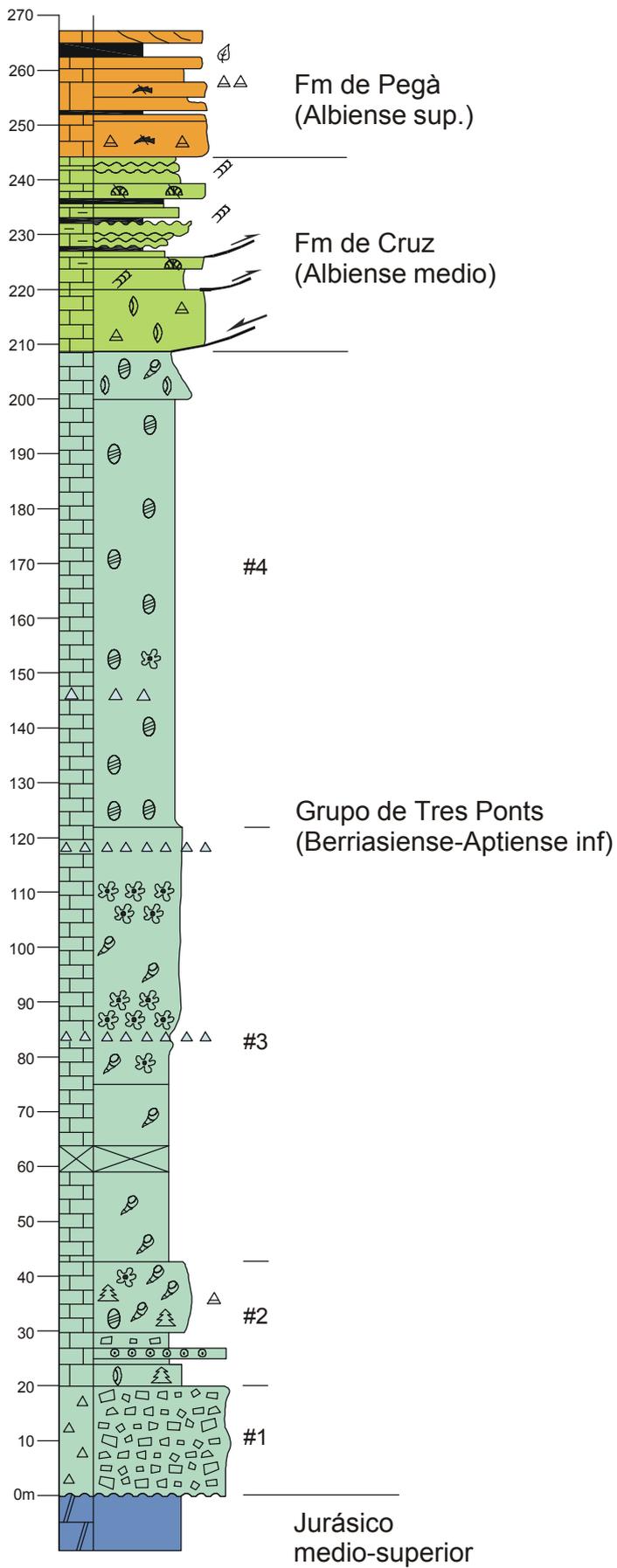


Fig. 4.9. Sección estratigráfica del kilómetro 131 de la carretera N230 [33] que detalla la litología del Grupo de Tres Ponts (Berriasiense-Apt. inferior), dominada por calizas oscuras de marisma algal.

Afloramiento de Roca Carandollas

Este afloramiento situado 1 km al noreste de Betesa (Fig. 4.6) fue descrito por primera vez por Garrido-Megías en 1969. Los estratos se hallan verticales o invertidos, calculándose en la cartografía un espesor de 225 metros. El yacente es la caliza con ostrácodos del Retiense. El Grupo de Tres Ponts contiene sucesivamente a) un nivel de brechas con cantos de micrita gris de hasta 20 cm de diámetro; b) calcarenitas de ooides y peloides; c) micritas de algas, gasterópodos y cúmulos de ooides; d) capas de micritas con intercalación de láminas granoclasificadas de packstones de ooides, trocholinas y bioclastos; e) wackestones de color claro con orbitolínidos cónicos, *Iraqia*, miliólidos y gasterópodos, coronados por una brecha de clastos de caliza con oncolitos. El techo es una falla que omite sección y pone en contacto estos niveles con calizas arenosas ocreas con orbitolínidos y trozos de equínidos pertenecientes a la Formación de Pegà del Albiense superior.

Análisis de facies

Se reconocen dos asociaciones: a) calizas con dasycladáceas, foraminíferos bentónicos (principalmente trocholínidos), bivalvos, equínidos y ostrácodos, sedimentadas en un ambiente submareal agitado de *lagoon* abierto. Las capas esporádicas con ooides se interpretan como barras y/o depósitos de *washover*. b) calizas oscuras con oncoides, carófitas y gasterópodos. Indican condiciones lacustres de agua salobre o dulce en marismas algales costeras sin aportes terrígenos. La brechificación de algunos horizontes se considera característica de emersión.

Edad y correlación

En la serie de la N230 [33] se ha determinado *Andersenolina* sp., *A. cherchiai*, *Nautiloculina* sp., *Bolivinopsis* sp., *Pseudocyclamina* sp., *Glomospira* sp., *Salpingoporella* sp. El afloramiento de Roca Carandollas contiene *Andersenolina elongata*, *A. alpina*, *A. cf. alpina*, *A. cherchiai*, *A. molesta*, *Arenobulimina cochleata* (det. E. Caus) que caracterizan al Neocomiense y posiblemente al Barremiense. El techo de la sucesión contiene *Iraqia*, posible Aptiense.

La fauna y la litofacies permiten reconocer a la Formación del Barranc de la Fontanella en la parte inferior de la sucesión y a la Formación de Prada en la parte superior. Recordando que en Organyà ambas formaciones se hallan separadas por una paraconformidad, es lógico pensar que las dos asociaciones de facies descritas en sucesión vertical no corresponden a ambientes deposicionales contemporáneos.

El Grupo de Tres Ponts en Pont de Suert muestra facies más afines a las “calcaires à trocholines” y las “calizas con carófitas” de la Serra del Montsec descritas por Peybernès (1976) que a las formaciones presentes en el área tipo de Organyà.

4.4 ESTRATIGRAFIA DEL APTIENSE – BASE DEL ALBIENSE SUPERIOR

Al repasar los trabajos precedentes sobre la estratigrafía del Aptiense-Albiense superior de Pont de Suert se advierte que la inmensa mayoría de la investigación se ha centrado al oeste de la Serra de Sis. Este hecho creemos se debe a dos causas: La primera es que al oeste de de Sis existe una sucesión de caliza-margacuarcita fácil de reconocer y de cartografiar, mientras que al este de la citada sierra la sucesión es predominantemente caliza sin que existan formaciones margosas continuas. La segunda causa es que la estructura tectónica al este de Sis es bastante más compleja. Ambas zonas comparten no obstante litologías heterogéneas con transiciones en cortas distancias entre carbonatos y terrígenos y cambios de espesor producidos por fallas normales que pueden estar o no invertidas. Este capítulo presenta una primera descripción estratigráfica y sedimentológica de las formaciones a través de toda el área, que debe considerarse como preliminar en espera de estudios más detallados.

Margas con equínidos y ammonites

Sobre las calizas del Grupo de Tres Ponts hay localmente un máximo de 30 metros de margas grises con intercalaciones de calizas arcillosas (Fig. 4.10). Contienen espículas, equínidos y ammonites. Por su posición estratigráfica se consideran equivalentes ya sea a la Formación de Cabó y/o a la Formación de Senyús. Son margas de plataforma externa, resultado de la transgresión aptiense, tan evidente en la cuenca de Organyà.

Miembro de Calizas de Nargó

Yacen comúnmente sobre las Calizas de Tres Ponts, localmente sobre las margas con equínidos y ammonites (Fig. 4.10). El límite estratigráfico superior son las Margas de Lluçà o calizas de la Formación de San Roque. En Viu de Llevata forman las calizas donde discurre el cauce profundo del barranco de Viu. Tienen 35 m en la sección del Tossal de Tallades [28], 43 m en el sondeo nº 5 [31], unos 100 metros en Pallerol y 48 m en Sin Chuan [56].

Su parte inferior consiste en mudstones-wackestones de plataforma interna con fragmentos de rudistas, corales esporádicos, gasterópodos, miliólidos y orbitolínidos (*palorbitolina* u *orbitolina*). Su parte media son calizas arcillosas, que en Pallerol contienen orbitolinas aptienses: *Orbitolina* (M) *texana*, *Orbitolinopsis* sp., además de ostrácodos, textuláridos y abundantes fragmentos de equinodermos. La parte superior está formada por calizas masivas con fauna silicificada de rudistas, corales, ostreidos, braquiópodos y equínidos. En la base forman ciclos con margas lignitosas. Robador (en prensa) cita en la sección de Sin Chuan [56] *Pseudochoffatella cuvillieri*, *Pseudocyclammina hedbergi* y *O.* (M) *texana*. Los orbitolínidos, facies y posición estratigráfica indican que al menos la parte media-alta de esta unidad es equivalente al Miembro de Nargó.

Formación de Font Bordonera

Se ha reconocido únicamente en Viu de Llevata intercalada entre las Calizas de Nargó y las Margas de Lluçà. Se compone de 5 metros de calizas margosas con acumulaciones de grandes ostreidos. Nada más se sabe por el momento de esta formación de edad Aptiense superior que en Organyà ocupa extensos afloramientos.

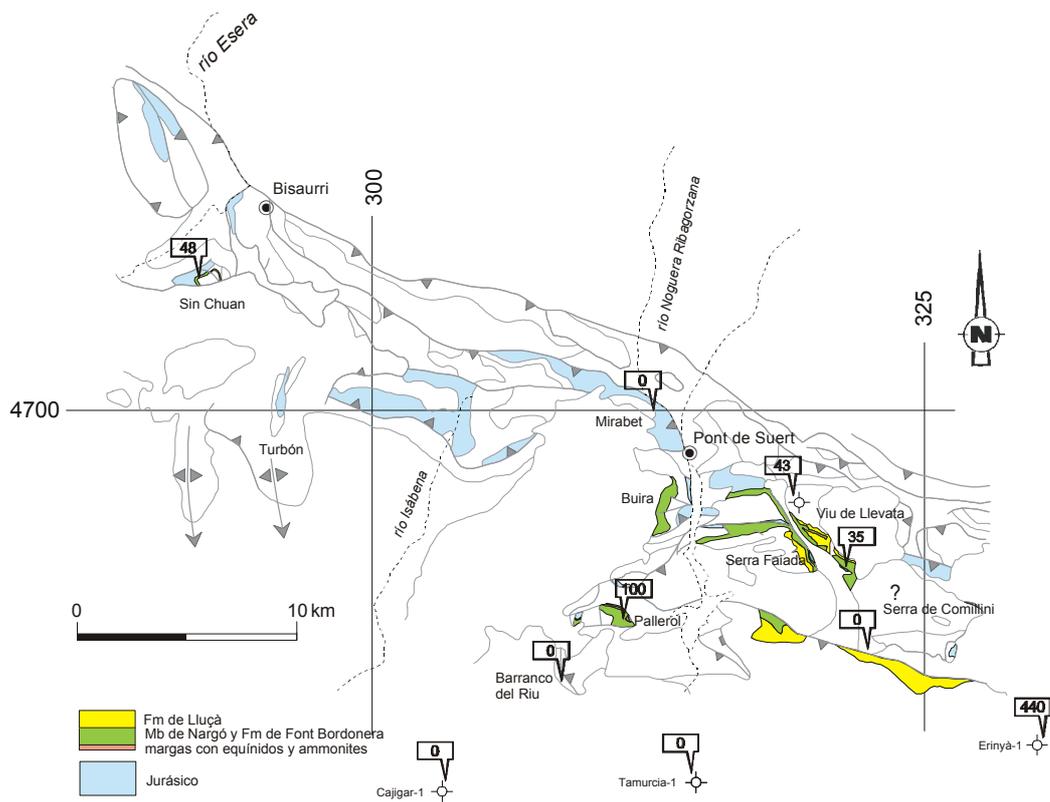


Fig. 4.10. Principales afloramientos de las margas con equínidos y ammonites del Aptiense (junto a la "P" de Pallerol y la "a" final de Serra Faiada), de las calizas aptienses del Mb de Nargó y de la Fm de Font Bordonera y de las Margas del Aptiense sup-Albiense inferior de Lluçà. La distribución de espesores corresponde a las calizas aptienses.

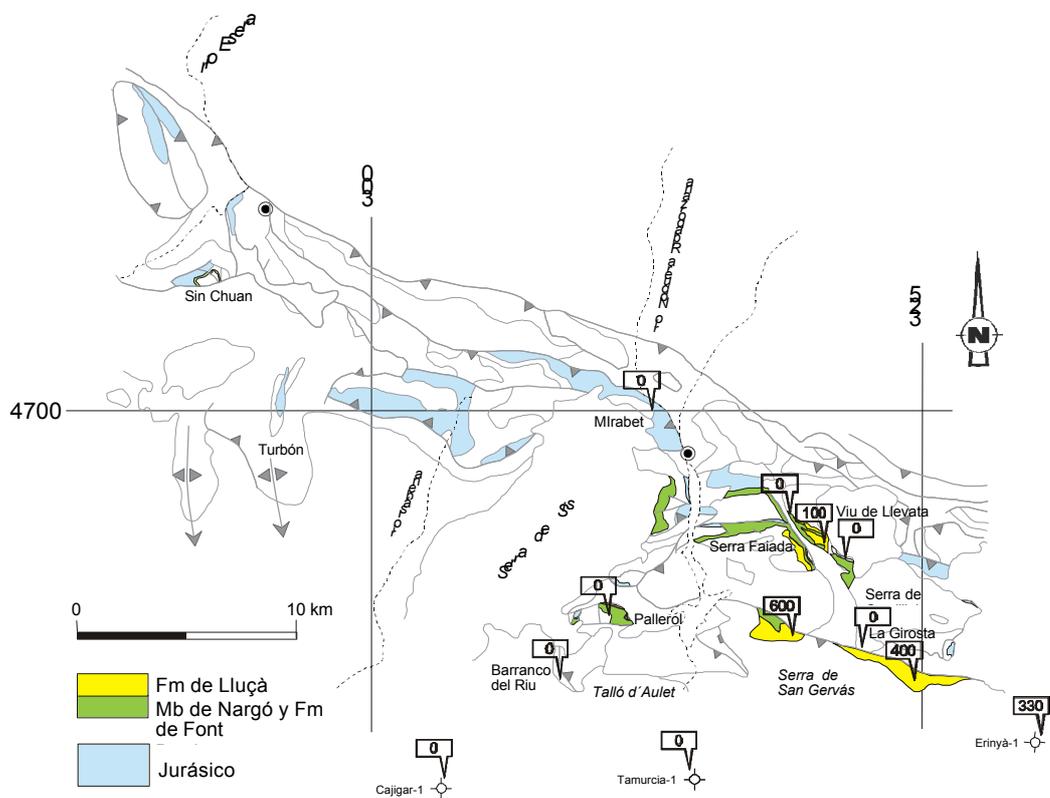


Fig. 4.11. Principales afloramientos y distribución de espesores de la Fm de Margas de Lluçà (Aptiense superior-Albiense inferior).

Formación de Margas de Lluçà

Características distintivas y definición de límites

Su apariencia general y facies es similar a la descrita en Organyà, margas y margocalizas bioturbadas de color oscuro con esponjas y ammonites. El límite inferior es un contacto litológico brusco, localmente erosivo, sobre calizas margosas con grandes ostreidos pertenecientes a la Formación de Font Bordonera o sobre calizas con rudistas, corales y fauna silicificada de moluscos, braquiópodos y equínidos pertenecientes al Miembro de Nargó. El límite estratigráfico superior es transicional de margas a calizas de la Formación de San Roque o bien una discordancia angular (sinclinal de San Gervás) bajo calizas rojizas con óxidos de hierro y fosfato, orbitolinas, prealveolinas, corales y brechas intraformacionales pertenecientes a la Formación de Aulet.

Dimensiones, forma y relaciones regionales

Si comparamos con el área de Organyà, donde las Margas de Lluçà constituyen la formación volumétricamente más importante, en Pont de Suert tienen un espesor discreto y ocupan poca superficie cartográfica (Fig. 4.11). Afloran en las laderas del barranco de Viu de Llevata (máximo 100 m), en Serra Faiada y en el flanco norte invertido del sinclinal de San Gervás (625 m). El límite deposicional occidental coincide a grandes rasgos con el río Noguera Ribagorçana. Al oeste de este río se hallan reemplazadas por las calizas de plataforma de San Roque.

Corte estratigráfico de Viu de Llevata (Fig. 4.7)

Las Margas de Lluçà forman una ladera suspendida sobre el cauce del barranco de Viu en contacto brusco sobre calizas de la Formación de Font Bordonera y del Miembro de Nargó. En lateral y en vertical gradan a calizas de la Formación de San Roque mediante un contacto abrupto (Fig. 4.12). Hacia el noroeste se adelgazan hasta terminar en las proximidades del sondeo nº 5 [31] y hacia el sureste se engrosan en los bloques superiores de dos fallas normales norte-sur. La sección del Tossal de Viu [29], situada en el bloque inferior de estas fallas, cruza 41 metros de margas oscuras y margocalizas con esponjas, algas verdes, equínidos, bivalvos, ammonites y glauconita. Esta última es responsable del color de alteración pardo-amarillento de las capas en que se halla concentrada. Inmediatamente al este de la sección del Tossal de Viu, las margas intercalan capas de brechas y olistones provenientes del colapso del margen de la plataforma de carbonatos de la Formación de San Roque. Estas brechas se sitúan adyacentes al bloque superior de una falla normal NNE-SSO, activa durante la sedimentación de las Margas de Lluçà (su situación puede verse en el mapa de la figura 4.8). Por último, la sección más oriental del Tossal de Tallades [28] no atraviesa margas de Lluçà y se interpreta por tanto como un bloque estructuralmente elevado.

Análisis de facies

La fauna de espongiarios, ammonites y equínidos y las abundantes trazas fósiles indican un ambiente sedimentario bajo el nivel del oleaje en una cuenca somera, como se deduce por su transición a calizas de plataforma sin taludes de dimensiones importantes. Las margas rellenan un paleofondo submarino de topografía irregular, con pequeñas fosas y *horst* limitados por escarpes de fallas degradados que aportan brechas. Este escenario recuerda al descrito en la Serra de Peracalç y en especial al afloramiento del valle del río Flamisell (Fig. 3.35).

Edad y correlación

No hay datos biostratigráficos recogidos en Pont de Suert. Una edad Aptiense superior-Albiense inferior se asigna por correlación indirecta, sobre la base de que las Calizas de San Roque que se indentan con las Margas de Lluçà en Viu de Llevata son litológicamente comparables a las calizas que se indentan con el tramo #2 de las Margas de Lluçà en las secciones de Montanisell [16] y de Abella [18].

Formación de Calizas de San Roque

El nombre proviene de la ermita de San Roque situada 0.5 km al noreste del pueblo de Bonança. Allí se encuentra la sección tipo de Bonança [36] descrita por Souquet (1967), Peybernès y Papon (1968), Garrido-Megías (1973) y Peybernès (1976). Las coordenadas UTM de la base son X: 308250 ;Y:4700800 y las del techo son X:308150; Y:4700650. Otras secciones complementarias son las de Pinyana [26], Tossal de Tallades [28], Tossal de Viu [29], sondeo nº 4 [30], sondeo nº 5 [31], Borda de Ansuils [38], Peña Foradada [43], Ermita de Las Aras [48], Pica Cabrera [55] y Sin Chuan [56].

Características distintivas y definición de límites

La Formación de San Roque se compone de calizas bioclásticas y calizas con rudistas y corales flotando en micrita. Las secciones más completas contienen en su parte más alta pequeños arrecifes limitados por suelos endurecidos. Al este de la Serra de Sis su base es un contacto transicional sobre las Margas de Lluçà o bien un contacto neto con calizas aptienses. Al oeste de la Serra de Sis cubre a las dolomías del Jurásico por una superficie de discordancia de considerable relieve. El límite superior de la formación es un contacto litológico brusco con margas de la Formación de San Martín, o un contacto brusco con calizas de la Formación de Cruz (los criterios de identificación se describen en la Fm de Cruz). Aunque este contacto aparenta ser planar en la mayor parte de afloramientos, localmente es una discordancia asociada a la erosión de bloques rotados sobre fallas normales, por ejemplo en la extremidad sur del Tossal de Pegà (Fig. 4.15) o en la extremidad oeste de la Serra de Las Aras (Fig. 4.19a). En las localidades donde las formaciones de San Martín y Cruz están ausentes el límite superior es un contacto discordante entre calizas arrecifales y calcarenitas con cuarzo pertenecientes a la Formación de Pegà (Fig. 4.22a).

Dimensiones, forma y relaciones regionales

Su extensión al este de la Serra de Sis es poco conocida. Los espesores medidos en las secciones de referencia son 36 metros (mínimo) en Pinyana [26], 55 metros en Tossal de Tallades [28], 37 metros en el Tossal de Viu [29], 90 metros en el sondeo nº 4 [30], 152 metros en el sondeo nº 5 [31]. Estas variaciones ocurren fundamentalmente por interdigitación con las Margas de Lluçà. Al oeste de la Serra de Sis se han medido 104 m en Bonança [36], 30 m en Alíns (Garrido-Megías, 1973), 200 metros en la Borda de Ansuils [38], 159 metros en Peña Foradada [43], 28 metros en la Ermita de Las Aras [48], 36 metros en la Pica Cabrera [55] y 72 metros en Sin Chuan [56]. La causa de los cambios de espesor al oeste de la Serra de Sis es una combinación de acuñamiento sobre el sustrato jurásico y truncación de su techo. Regionalmente se consideran equivalentes de las calizas que se indentan con las Margas de Lluçà y con el Miembro del Coll d'Abella (Fig. 1.10).

Sección de Pinyana [26]

Consiste en 36 metros de calizas margosas con una acentuada nodulosidad. Contienen abundantes braquiópodos, moluscos, equínidos, tubos de anélidos y restos de coral. El techo es un contacto neto con calizas con bioclastos y arena de cuarzo de la Formación de Pegà.

Corte estratigráfico de Viu de Llevata (Fig. 4.7)

Las calizas de San Roque forman la línea de escarpe más alta suspendida sobre la ladera de las Margas de Lluçà (Fig. 4.12). El espesor máximo (150 m) ocurre en la vertical del sondeo nº 5 [31], decreciendo hacia el sur y sureste hasta terminar bruscamente cerca del pueblo de Viu por cambio de facies a margas con brechas. Más al sureste la Caliza de San Roque reaparece en la sección del Tossal de Tallades [28] con un espesor de 55 metros.

La parte inferior de la unidad, que grada a margas, es un wackestone esquelético con limo y estratificación nodular. Contiene abundantes equínidos, algas verdes, moluscos y orbitolinas. El testigo del sondeo nº 5 revela numerosas suturas de disolución anastomosadas con concentración de residuos

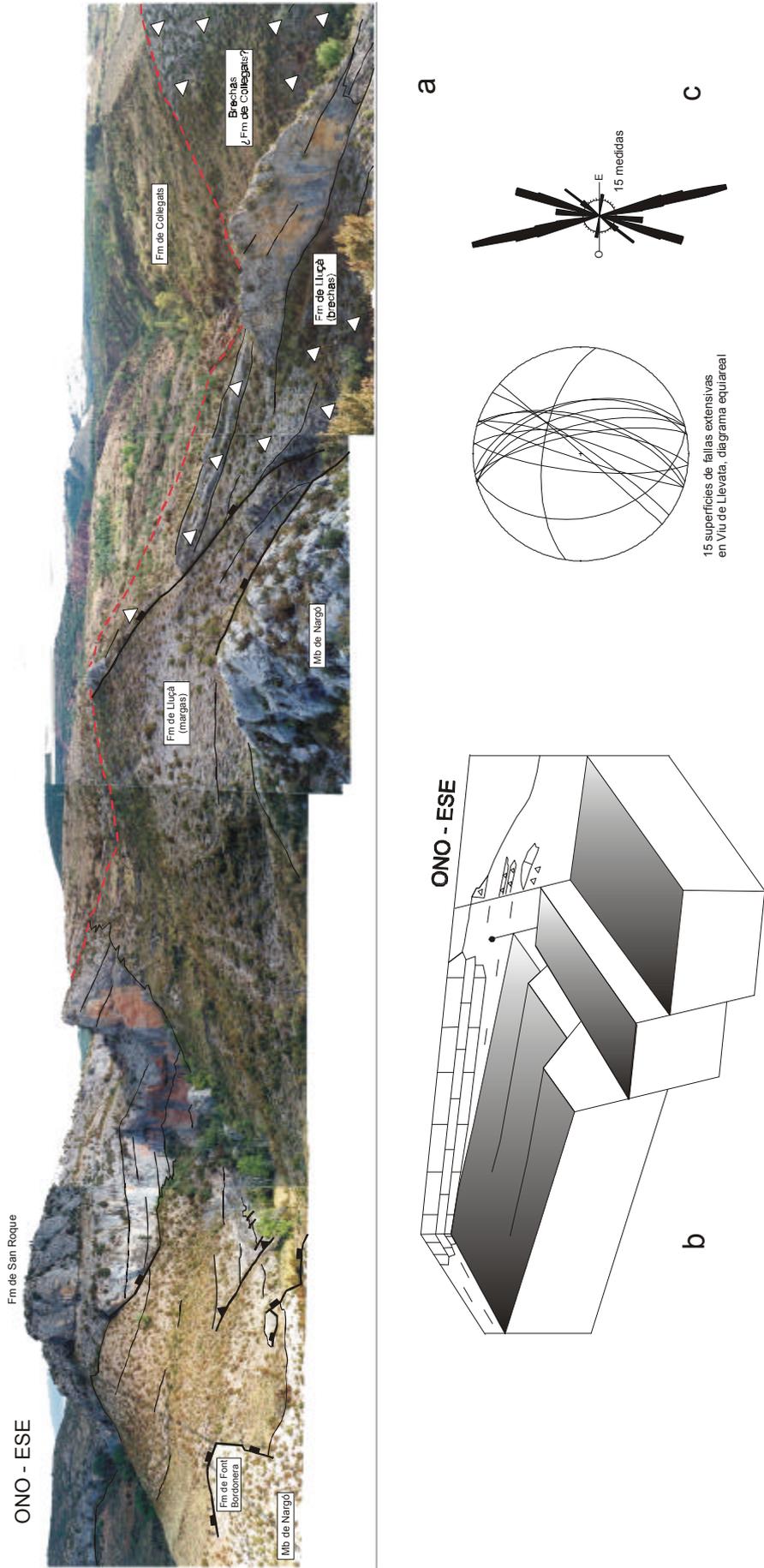


Fig. 4.12. Interpretación geológica de la vertiente derecha del barranco de Viu. a.- foto panorámica; b.- diagrama esquemático que muestra el movimiento relativo de bloques durante la sedimentación de las Margas de Lluça y la posición del margen de la plataforma de San Roque; c.- estereograma y rosa con medidas de la orientación de planos de falla en el área mostrada en la panorámica con predominio de fallas transversas.

insolubles carbonosos, que en afloramiento no se aprecian. Se interpretan como facies de talud depositadas bajo el nivel del oleaje en una plataforma de carbonatos. La parte superior de la unidad se compone de calizas bioclásticas y pequeños parches de corales, interpretadas como facies de margen de plataforma.

Sección de Bonança [36]

Está formada por 104 metros de calcarenitas de bioclastos e intraclastos rodados, orbitolínidos, miliólidos y algas melobesias. Tres delgados niveles de colonización de corales se intercalan a 20, 70 y 105 metros sobre la base. El último nivel es el más importante y está coronado por un suelo endurecido que limita con la Formación de Margas de San Martín suprayacente.

Corte estratigráfico de la Serra de Pegà (Fig. 4.15)

Este corte proporciona una escala aproximada a la panorámica de la vertiente izquierda del río Isábena entre las fallas de Sirès y Las Aras (Figs. 4.13 y 4.14). La Formación de San Roque es, en la sección de la Borda de Ansulls [38], un depósito de 200 metros de espesor de calizas dividido en un primer tramo de 88 metros de grainstones-packstones de orbitolínidos, algas melobesias e intraclastos rodados alternando con pequeños bancos de rudistas y un segundo tramo formado por 112 metros de mudstones-wackestones masivos de color oscuro con miliólidos, orbitolínidos y raros rudistas suspendidos entre la micrita. La estratificación en el tramo superior es convexa, configurando un montículo carbonatado.

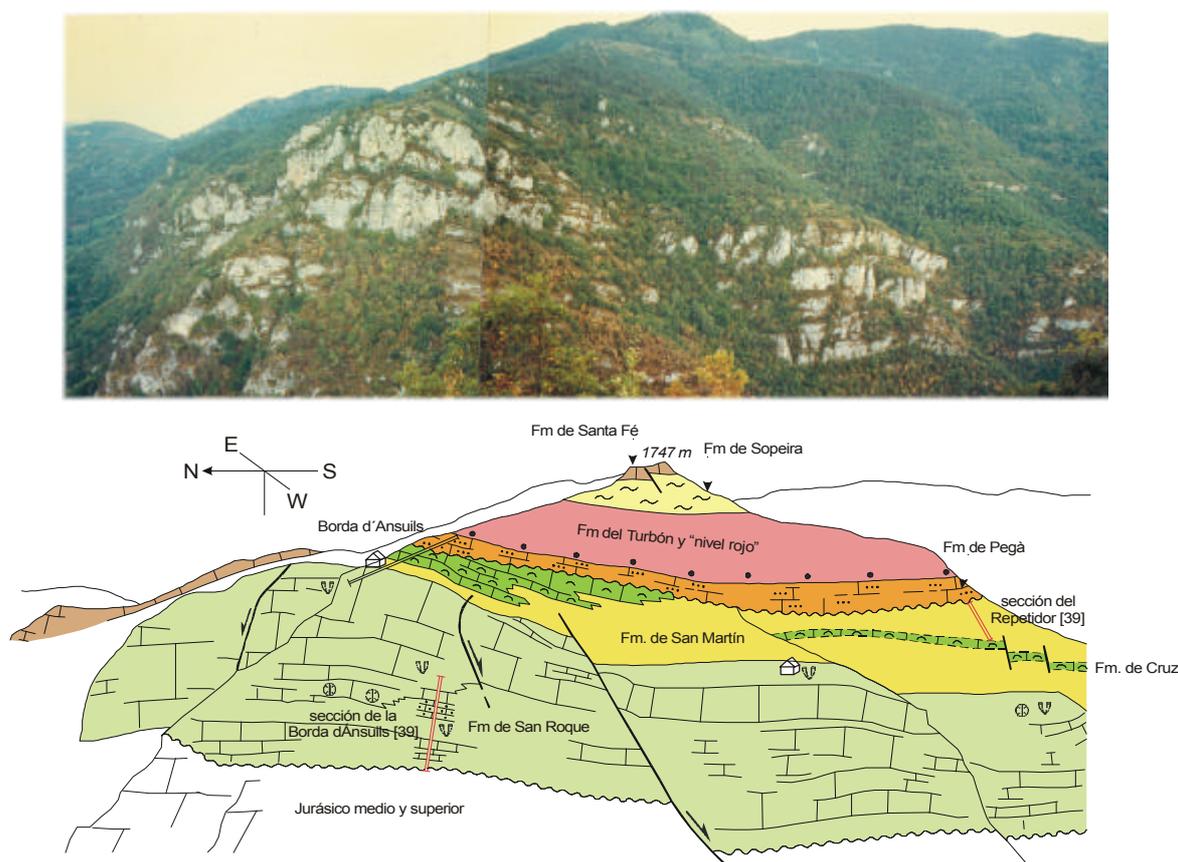


Fig. 4.13. Panorámica e interpretación geológica de la ladera oriental del congado de Obarra. Se observa la caliza de plataforma interna de la Fm de San Roque desplazada por fallas normales que crean el espacio deposicional relleno por la Marga de San Martín. Estas fallas condicionan también la progradación de los arrecifes de la Fm de Cruz y la discordancia de bajo ángulo de las calcarenitas de la Fm de Pegà.

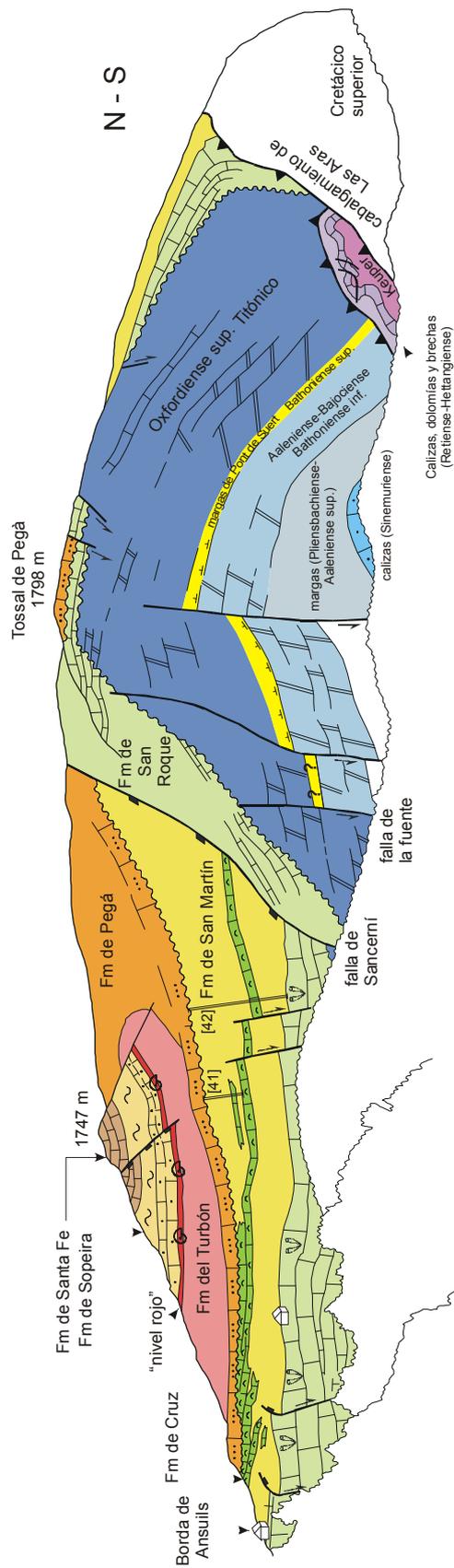


Fig. 4.14. Panorámica e interpretación geológica de la ladera oriental del congosto de Obarra entre el cabalgamiento de Las Aras y la falla de Sirès. Se aprecian: a) la truncación pendiente arriba de las dolomías del Jurásico bajo la discordancia de la base del Cretácico y el plegamiento de la superficie de discordancia; b) la existencia de fallas normales secundarias que limitan una cuenca del Albiense rellena con calizas arrecifales y margas; y d) el plegamiento suave de las secuencias discordantes del Albiense superior.

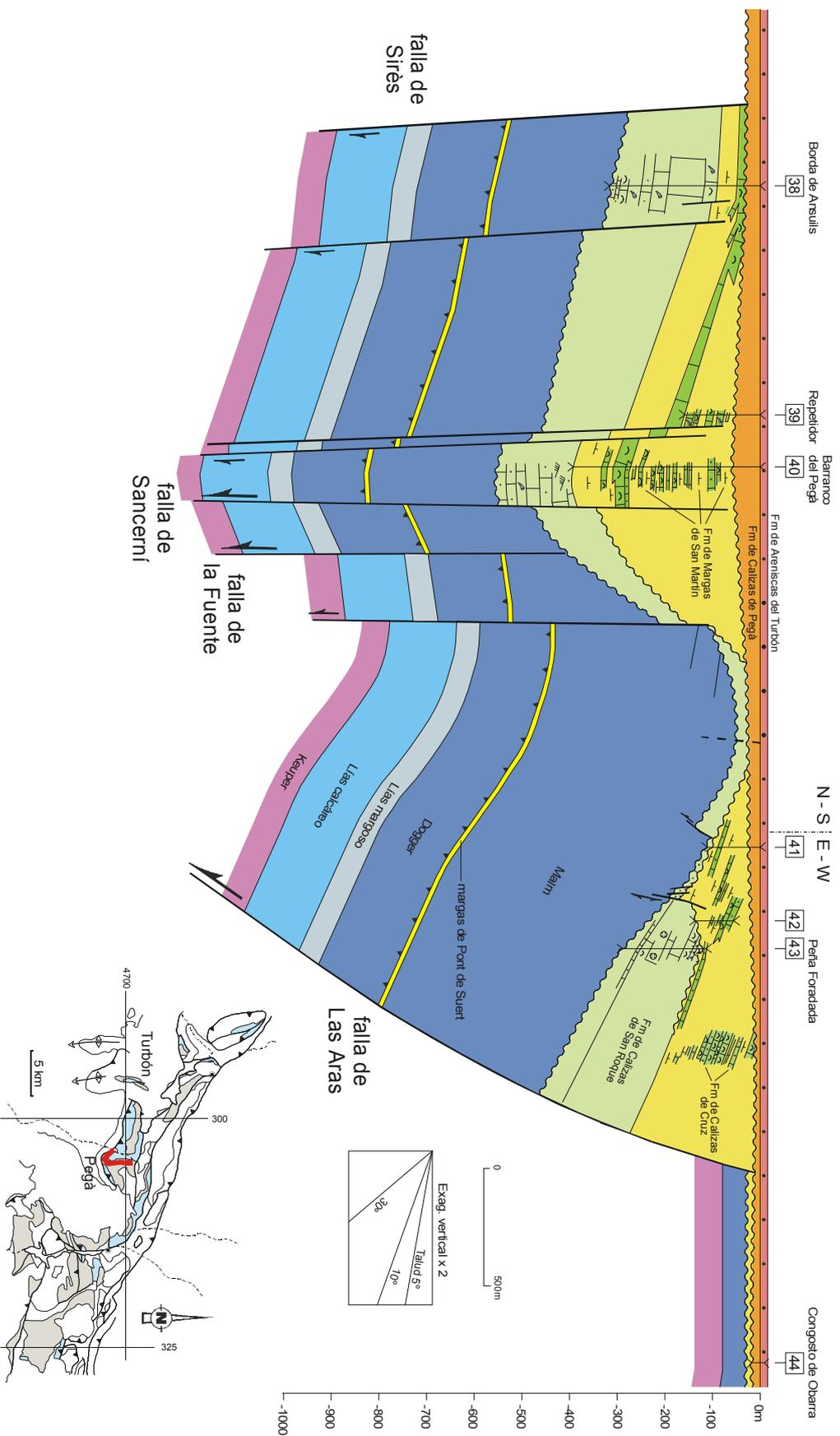


Fig. 4.15. Corte estratigráfico transversal de la Serra de Pegà entre las fallas de Sirès y de Las Aras. La discordancia de la base del Cretácico se halla plegada y desplazada por un sistema de fallas normales asociado al despegue principal de Las Aras. Las formaciones de San Roque, Cruz y San Martín ocupan un depocentro adyacente a la falla de Las Aras y un pequeño grabén. La discordancia de la base de la Caliza de Pegà erosiona profundamente la cresta de un bloque jurásico rotado sobre la falla de Las Aras que separa los depocentros mencionados anteriormente.

El espesor se reduce hacia el sur proporcionalmente al relieve que presenta la superficie que trunca a las dolomías del Jurásico (Fig. 4.14). Un mínimo de 10 metros ocurre en la sección [41] que caracteriza al bloque inferior, profundamente erosionado, de una falla extensiva (Fig. 4.15). El espesor de la formación aumenta nuevamente a 159 metros en la sección estratigráfica de Peña Foradada [43], situada en el bloque superior de una falla extensiva invertida. Los primeros 45 metros se caracterizan por wackestones con trozos de rudistas, algas rojas y calcarenitas de bioclastos e intraclastos. Encima hay 76 metros de mudstones-wackestones de color claro con miliólidos, orbitolínidos cónicos, algas verdes, corales ramosos y rudistas fragmentados o agrupados en bancos. Es común la presencia de nódulos ferruginosos. La formación termina por 38 metros de wackestones-mudstones con un delgado biostroma de corales, rudistas y algas rojas en la base y en la parte superior un apilamiento de biohermes de corales envueltos por óxidos de hierro con matriz de micrita roja (Fig. 4.16a). El techo es una superficie de erosión bajo margas que incluyen barras de bioclastos con cuarzo pertenecientes a la Formación de San Martín.

Corte estratigráfico de la Serra de Las Aras (Fig. 4.19)

Este corte, paralelo a la dirección del cabalgamiento de Las Aras, muestra geometrías similares a las descritas en la Serra de Pegà, pero con los elementos estructurales cortados con una orientación más oblicua. El espesor de la formación de San Roque no supera los 100 metros, disminuyendo hacia el oeste y hacia el norte por acuñamiento sobre sustrato jurásico hasta reducirse a cero en un área de paleorelieve más abrupto escalonado por pequeñas fallas extensivas N-S. Entre esta zona y la terminación occidental del cabalgamiento de Las Aras, la Formación de San Roque reaparece basculada hacia el suroeste y truncada pendiente arriba por la Formación de Cruz. Su estratigrafía, caracterizada en la sección de la Ermita de Las Aras [48] consiste en 28 metros de calizas biohermales con corales asociados a algas rojas, orbitolínidos, rudistas, gasterópodos y braquiópodos. Los bioclastos presentan glauconitización incipiente y numerosas costras ferruginosas en los planos de estratos y en venas de disolución (Fig. 4.16b).



a



b

Fig. 4.16. a.- Corales envueltos por costras ferruginosas de suelos endurecidos incipientes en el techo de la Formación de San Roque (sección de Peña Foradada [43]); b.- Acumulación de insolubles ferruginosos en venas entre calizas coralinas del techo de la Formación de San Roque (sección de la Ermita de Las Aras [48]).

Secciones de Pica Cabrera [55] y Sin Chuan [56]

Representan a los afloramientos más occidentales de las Calizas de San Roque formados por calizas bioclásticas con rudistas retrabajados, corales, ostreidos y orbitolínidos. Robador (en prensa) cita *Simplorbitolina manasi*, *Pseudocyclammna hedbergi*, *Everticyclammna griegi* y sólo en la parte alta *S. manasi* asociada a *S. conulus*.

Análisis de facies

La Caliza de San Roque se ha depositado en una plataforma de carbonatos en general libre de terrígenos durante un avance hacia el oeste del mar sobre una costa rocosa formada por dolomías del Jurásico. La parte interna de la plataforma de carbonatos ocupa el área al oeste de la Serra de Sis, con zonas de retrabajamiento de bioclastos en agua agitada y zonas protegidas de agua tranquila donde coexisten bancos de rudistas ricos en micrita y formas ramosas de corales. Las formas de corales planas o hemisféricas son más raras, normalmente situadas en la base de parasecuencias por lo que se consideran organismos pioneros que colonizan el sustrato tras un incremento de la batimetría. En este contexto se interpretan también las construcciones de corales que coronan la formación, primero con inmersión incipiente y formación de suelos endurecidos pero recuperación de la fauna y finalmente con la inmersión completa de la plataforma bajo la zona fótica y entrada masiva de terrígenos de la Formación de San Martín.

El paso lateral de plataforma a cuenca se ha observado al este de la Serra de Sis en Viu de Llevata y en la cara norte de la Serra de San Gervàs. En Viu de Llevata se ha caracterizado un margen de plataforma bioclástico y un talud deposicional de pendiente gradual interrumpido por escarpes submarinos ocasionados por fallas normales con resedimentación de bloques y derrubios de la plataforma (Fig. 4.12b).

Edad y correlación

Peybernès y Papon (1968) y Peybernès (1976) citan en la sección tipo de Bonança [36] y en la ermita de Las Aras [48] *Simplorbitolina manasi*, *S. conulus*, *Mesorbitolina texana*, *M. minuta*, *Coskinoliella daguini*, *Hensonina lenticularis*, *Haplophragmoides greigi*, *Cuneolina* gr. *pavonia*, *N. cretacea* n. sp., *Pseudocyclammia* sp., *Pseudochoffatella* sp.; algas: *A. rude*, *A. cretacea*, *P. primaevum*, *K. belgicum*, *P. album*; brizosos, braquiópodos, rudistas: *Agriopleura darderi*, *Eoradiolites* sp., *Pseudotoucasia santanderensis*. Para estos autores la edad de la formación es Albiense medio en base a la asociación de *S. manasi* y *S. conulus*. Hay que reseñar, sin embargo, que en estas secciones faltan los estratos de la base presentes en la Borda de Ansuils, Peña Foradada o Sin Chuan. Concretamente en Sin Chuan *S. manasi* coexiste únicamente con *S. conulus* en la parte superior de la unidad. Por otra parte, las calizas que afloran en Viu de Llevata (Fig. 4.7) y en la ladera norte de San Gervàs son posiblemente más antiguas, ya que presentan una facies similar a las calizas que se indentan con las Margas de Lluçà en las secciones de Abella [18] y Montanisell [16] en Organyà (Figs. 2.46 y 2.50) y que han sido datadas como Clansayesiense-Albiense inferior por la presencia de *S. manasi* y *Ticinella roberti*. Con estos datos es razonable asignar a la Caliza de San Roque una edad ¿Clansayesiense?-Albiense inferior-medio y proponer su identificación con la parte media-alta de la Formación de Lluçà.

Formación de Calizas de Cruz

La sección tipo propuesta es la de Sancerni [37] situada en la cabecera del Barranco de Sancerni al suroeste del pico de la Cruz de Bonança. Las coordenadas UTM de la base son X:305250 ;Y:4698050.y las del techo son X:305500; Y:4697800. Otras secciones complementarias son las del Tossal de Tallades [28], Sellés [32], Borda de Ansuils [38], Repetidor [39], Barranco del Pegà [40], [41], [42], La Plieta [45], [46], [47], Ermita de Las Aras [48], Pica Cabrera [55] y Sin Chuan [56].

Características distintivas y definición de límites

La Formación de Cruz se compone de calizas con corales y en menor proporción rudistas formando construcciones tabulares de espesor métrico separadas por calizas margosas o margas. El sedimento entre los corales es un packstone de algas rojas, orbitolinas, miliólidos y fragmentos esqueléticos del arrecife. Los invertebrados más abundantes son los braquiópodos. Su base es un contacto discordante sobre un

paleorelieve modelado en bloques basculados desplazados por fallas normales con escarpes degradados. El paleorelieve cubre al Keuper, Jurásico, Grupo de Tres Ponts, formaciones de calizas del Aptiense o cuando el hiato es mínimo la Caliza de San Roque. En este último caso, los criterios para diferenciar ambas calizas son: 1.- En la Formación de San Roque la estratificación es más masiva y los intervalos de margas son raros. 2.- Las Calizas de San Roque son generalmente ricas en micrita y contienen fauna de ambiente protegido (rudistas, miliólidos, dasycladáceas) mientras que la textura característica del sedimento de la Caliza de Cruz es un packstone de algas rojas. 3.- El paso lateral de las Calizas de Cruz a las Margas de San Martín es un criterio decisivo para su identificación. El techo está definido por la desaparición de las construcciones arrecifales y su reemplazamiento por calcarenitas de bioclastos y arena de cuarzo pertenecientes a la Formación de Pegà. Este contacto es una discordancia angular en la Serra de Pegà.

Dimensiones, forma y relaciones regionales

Se ha reconocido en toda el área de Pont de Suert con un espesor variable resultado de la interdigitación con la Marga de San Martín, de expansiones y reducciones en los bloques de fallas normales y de la truncación de su techo bajo la Formación de Pegà. Los espesores en las secciones medidas son: 68 metros en el Tossal de Tallades [28], 70 m medidos en la sección de Sellés [32] sobre un total estimado de 250 m, 250 m en Sancerní [37], 89 m en la Borda de Ansuils [38], 160 m en la Plieta [45], 32 m en Sin Chuan [56].

Corte estratigráfico de Viu de Llevata (Fig. 4.7)

La sección más oriental del Tossal de Tallades [28] atraviesa una sucesión de tres parches arrecifales de 14, 8 y 7 metros de espesor respectivamente formados por corales domales con una matriz wackestone de algas rojas. Otra construcción arrecifal se encuentra en la extremidad opuesta (noroeste) del corte con un talud inclinado hacia el sureste. Las relaciones con las Margas de San Martín mostradas en el corte son esquemáticas.

Sección de la Collada de Sellés [32]

Se ha realizado a través del bloque inferior invertido del cabalgamiento de Buira. En la trayectoria seguida sobre el terreno al levantar la columna estratigráfica, la base de la Formación de Cruz está omitida por la rampa del cabalgamiento y el techo por una falla normal. En consecuencia el espesor medido (87 m) es menor que el estimado en el corte geológico de la figura 5.5 (250 m). La secuencia vertical se inicia por 18 metros de margas de talud, cubiertas por 70 metros de framestones de corales domales con una matriz de algas rojas (*Agardhiellopsis cretacea* y *Paraphyllum primaevum*) y en menor proporción orbitolínidos. Como invertebrados hay numerosos braquiópodos. Una transición brusca a Margas de San Martín ocurre en lateral siguiendo las capas hacia el este.

Corte estratigráfico de la Serra de Pegà (Fig. 4.15)

Este corte ilustra el estilo de relaciones laterales y verticales de facies entre las formaciones de Cruz y de San Martín, con tránsitos bruscos, mezcla de litologías y cambios de espesor controlados por fallas. La sección de la Borda de Ansuils [38] muestra construcciones de corales tabulares con una geometría progradacional hacia el sur, gradando a margas de talud. El espacio para la acomodación de las margas es creado por fallas normales que hunden el bloque meridional. La sección estratigráfica del Barranco de Pegà [40] situada pendiente deposicional abajo se compone de ciclos de somerización que comienzan por margas y terminan por construcciones de corales con espesores entre 2-5 metros, coronadas por barras de bioclastos con caras de avalancha inclinadas hacia el norte. Estas barras son más frecuentes hacia la parte alta de la sucesión. En los arrecifes dominan las formas de corales domales sobre las ramosas y en menor proporción hay rudistas. El sedimento entre los corales es rico en algas rojas, orbitolínidos, equínidos y numerosos braquiópodos. Inmediatamente al sur de la sección del Barranco de Pegà se halla la falla normal NO-SE de Sancerní, antitética a las anteriores, que produce una condensación en el bloque levantado. El desplazamiento de esta falla, poco importante en esta localidad, aumenta hacia el este como se verá a continuación en el corte de Sancerní. Las secciones [41, 42 y 43] próximas a la falla de Las Aras contienen la misma asociación

repetitiva de biostromas de corales-rudistas, barras de bioclastos y margas ya descrita.

Corte geológico de Sancerní (Fig. 4.17)

Las características geométricas y litológicas mostradas en este corte geológico que incluye a la sección tipo de Sancerní [37] difieren significativamente del corte estratigráfico de la Serra de Pegà. El área nordoriental del corte contiene un espesor importante de calizas arrecifales, formando el margen de un banco de carbonatos que prograda hacia la falla de Sancerní situada al SSO. La progradación se manifiesta como dos lenguas de caliza separadas por un intervalo de margas transgresivas.

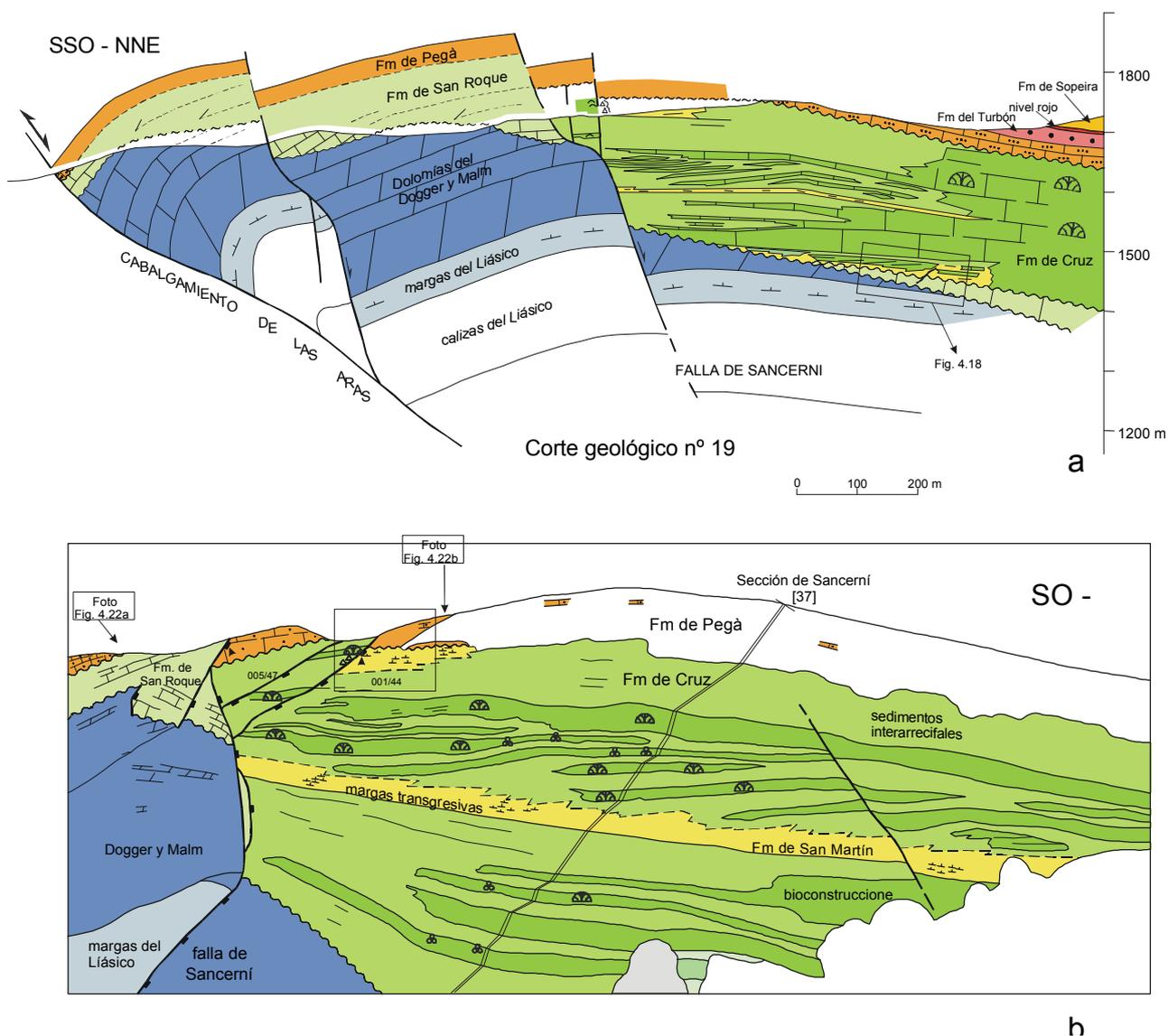


Fig. 4.17. a.- Corte geológico nº 19 de Sancerní mostrando la discordancia de la base del Cretácico y fallas normales activas durante la sedimentación de la Fm de Cruz (situación en figura 5.2); b.- Interpretación de la progradación de construcciones arrecifales contra la falla normal de Sancerní (dibujo a partir de una fotografía). Explicación en el texto.

Los biohermes que caracterizan a la lengua inferior tienen un núcleo de corales que protegen un pequeño *lagoon* margoso y un talud de estratos inclinados formados por derrubios de corales y algas (Fig. 4.18). Las construcciones de la lengua superior se caracterizan por un relieve menor, formando cuerpos tabulares que crecen inclinados con acreción lateral hacia el margen marino. A techo están cubiertos en *toplap* por un

arrecife más extenso. Cada construcción se compone de corales domales, algas rojas, orbitolínidos y foraminíferos y está separada de la siguiente por calizas margosas ricas en algas rojas, braquiópodos y equínidos, interpretadas como sedimentos interarrecifales ligeramente más profundos. Una recurrencia de las margas de San Martín se halla a techo de la sucesión, adyacente al bloque inferior de una pequeña falla normal con el escarpe degradado y tapizado por brechas y corales (recuadro en figura 4.17). La pendiente deposicional de los arrecifes hacia la falla de Sancerní es una prueba de su actividad durante la sedimentación de la Formación de Cruz.

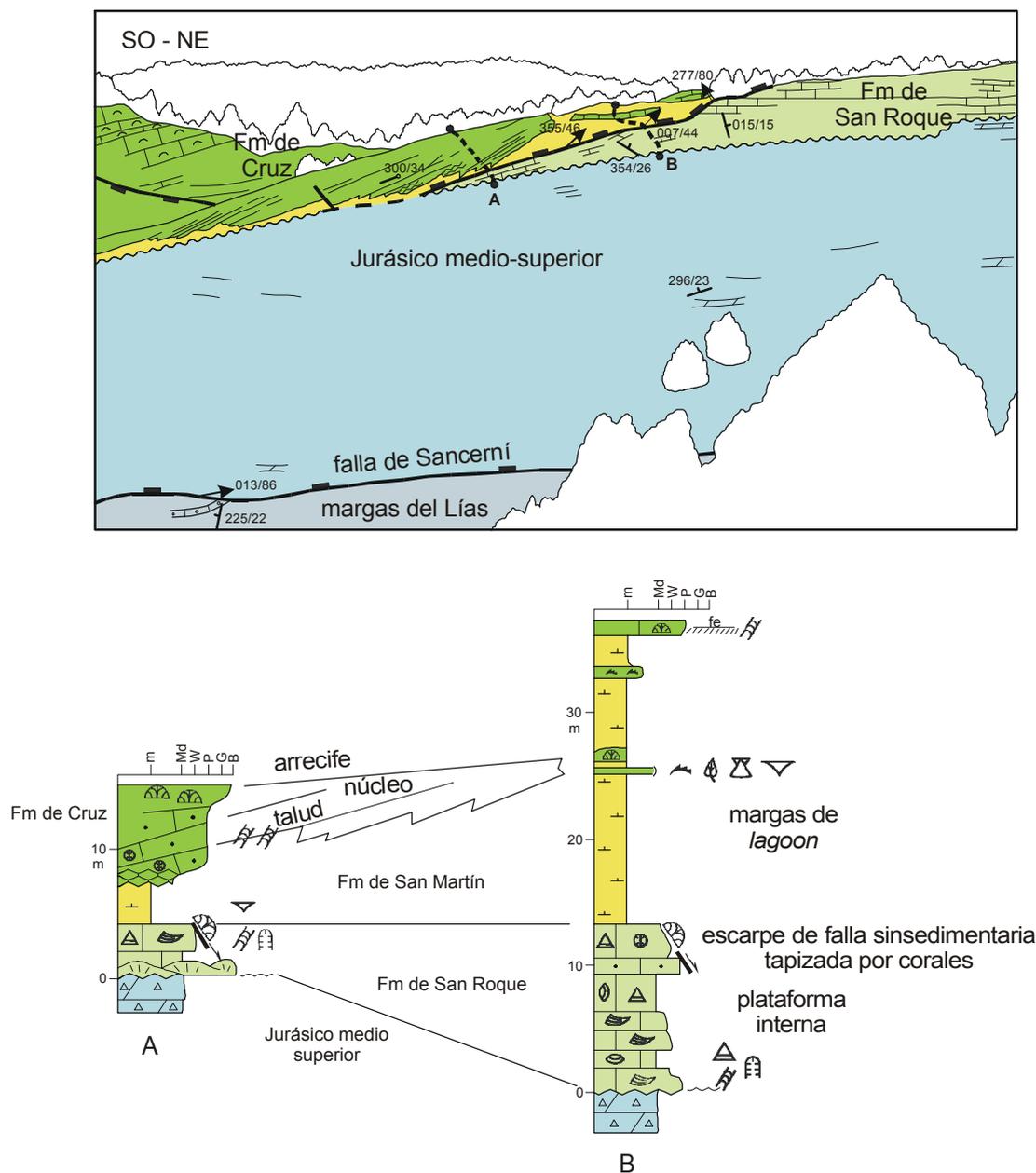


Fig. 4.18. Fotografía e interpretación de construcciones arrecifales con taludes inclinados situados en la base de la Fm de Cruz. El sustrato es un Jurásico reducido por erosión cubierto por un espesor delgado de Calizas de San Roque. El sustrato se halla desplazado por fallas normales con superficies ferruginizadas tapizadas por corales y brechas intraformacionales, indicando que formaban escarpes morfológicos en el fondo submarino (situación en Fig. 4.17).

Corte estratigráfico de la Serra de Las Aras (Fig. 4.19)

A grandes rasgos se diferencia un conjunto inferior con dominio de calizas arrecifales y un conjunto superior con dominio de barras de bioclastos y pobre desarrollo de arrecifes. El límite entre ambos coincide además con una expansión de la Marga de San Martín.

El conjunto inferior, caracterizado en la sección de La Plieta [45], se inicia por margas con bioclastos y fauna arrecifal volcada, que disminuye progresivamente hacia el techo, lo que se ha interpretado como una mayor distalidad en el talud y por tanto profundización. Sobre este primer ciclo la sección muestra de forma evidente 4 ciclos de somerización de 20, 18, 15 y 48 metros de espesor que se inician por margas bioclásticas con niveles discretos de colonización de corales y terminan por construcciones de corales y rudistas. Los rudistas, inicialmente escasos, devienen las formas dominantes en los dos últimos ciclos. Entre la macrofauna acompañante hay braquiópodos, pectínidos, ostreidos y equinodermos. La matriz contiene algas rojas, orbitolinas y otros bioclastos. También son comunes los nódulos ferruginosos a lo largo de la sección.

El conjunto superior, caracterizado por las secciones [46, 47 y 48], se inicia por barras de bioclastos y cuarzo con estratificación cruzada unidireccional hacia el este y con un apilamiento transgresivo hacia la costa situada al suroeste. En la sección más proximal de las Aras [48] incluyen litoclastos mal rodados de dolomías jurásicas erosionadas de la costa rocosa. Gradan en lateral y son cubiertas por las Margas de San Martín, que incluyen construcciones de corales de espesor y extensión discretas si comparamos con las existentes en el conjunto inferior. La construcción más importante se localiza cerca del techo de la sección [47].

Sección de Sin Chuan [56]

La Formación de Cruz consiste en 33 metros de calizas con rudistas flotando en micrita y en menor proporción corales ramosos. El tramo superior contiene orbitolínidos de forma cónica. La base es un contacto litológico neto sobre margas. El límite superior es un contacto litológico brusco bajo areniscas marinas con cemento de carbonato de la Formación de Turbón.

Análisis de facies

La comunidad de organismos dominante en los arrecifes de Cruz son corales hemisféricos incrustados por algas rojas coralináceas. Los rudistas contribuyen al edificio de forma supeditada. La forma y orientación de los principales complejos arrecifales es todavía poco conocida, aunque resulta claro que no forman barreras lineales sino parches situados en altos paleogeográficos próximos a la costa y limitados por sistemas conjugados de fallas normales. Forman cuerpos discontinuos de relieve topográfico bajo, desarrollados en un mar con circulación abierta y ausencia de zonas protegidas, lo que puede explicar la escasez de rudistas. El margen marino de los arrecifes presenta un talud deposicional de ángulo moderado, con poco volumen de escombros y batimetría somera que permite el crecimiento de los parches hasta alcanzar el nivel de base del oleaje.

La evolución vertical muestra una tendencia a la reducción del tamaño de los complejos arrecifales y al incremento en volumen de sedimentos con aporte del continente, como margas con restos vegetales y más arena de cuarzo en las barras de carbonato costeras.

Edad y correlación

La fauna de orbitolínidos no ha sido determinada. La edad de la Formación de Cruz se asigna al Albiense medio por su posición estratigráfica entre el techo de la Caliza de San Roque datada como Albiense medio por la asociación de *S. manasi* y *S. conulus* y la unidad superior de la Marga de San Martín datada como Albiense superior por la presencia de *N. conulus*.

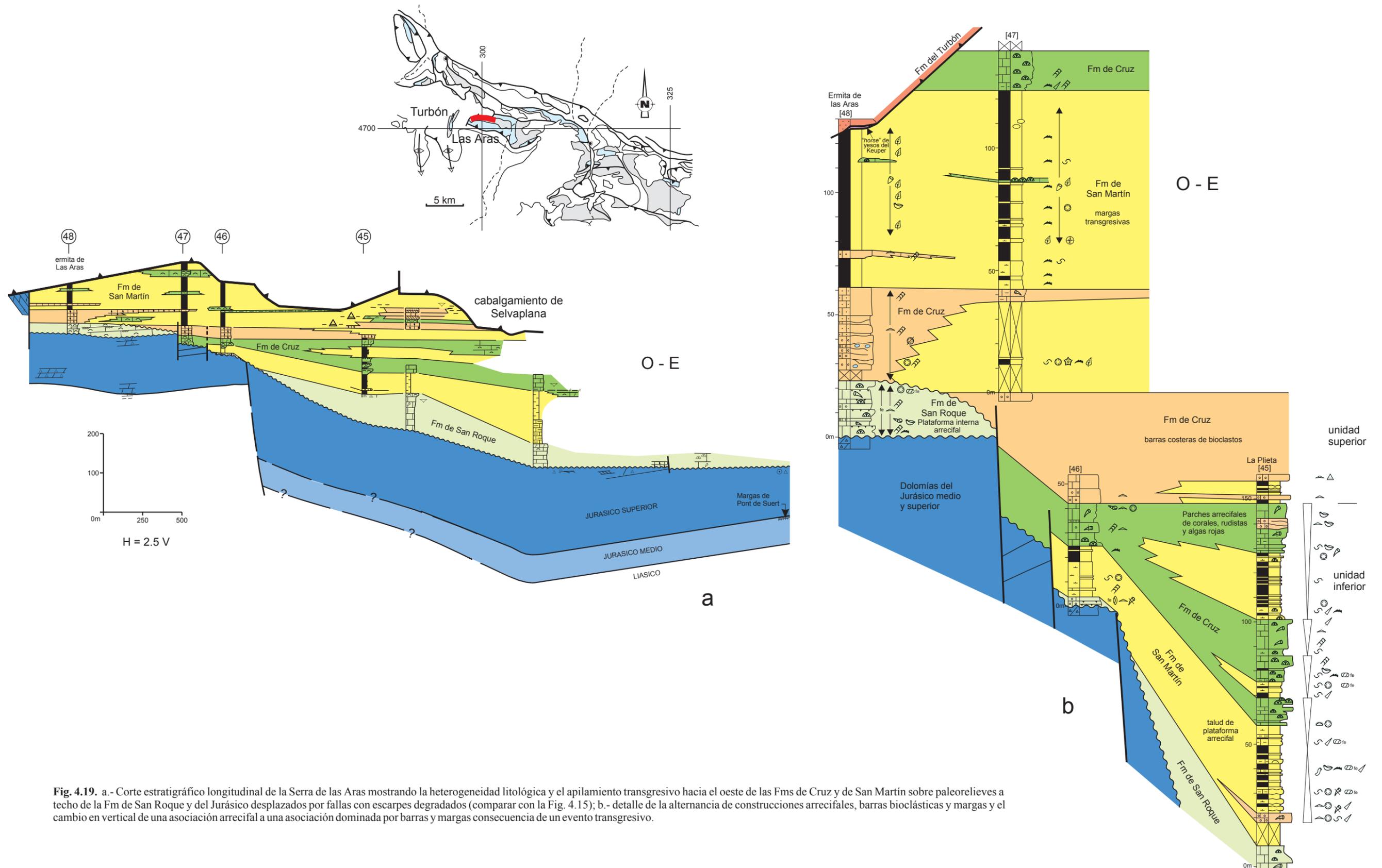


Fig. 4.19. a.- Corte estratigráfico longitudinal de la Serra de las Aras mostrando la heterogeneidad litológica y el apilamiento transgresivo hacia el oeste de las Fms de Cruz y de San Martín sobre paleorelieves a techo de la Fm de San Roque y del Jurásico desplazados por fallas con escarpes degradados (comparar con la Fig. 4.15); b.- detalle de la alternancia de construcciones arrecifales, barras bioclásticas y margas y el cambio en vertical de una asociación arrecifal a una asociación dominada por barras y margas consecuencia de un evento transgresivo.

Formación de Margas de San Martín

El nombre deriva del pueblo de San Martín situado 3 kilómetros al sur del pueblo de Bisaurri. La sección tipo de San Martín [54], descrita previamente por Peybernès y Papon (1968) y Peybernès (1976), se encuentra en el talud de una pista forestal que desciende a una captación de agua que provee al pueblo. La sección está plegada en sinclinal vergente al norte. Las coordenadas UTM de la base son: X:294850; Y:4706000 y las del techo son X:295050; Y:4706450. Otras secciones complementarias son La Girosta [27], Tossal de Tallades [28], Tossal de Viu [29], Bonança [36], Alíns (Garrido-Megías, 1973), Repetidor [38], Barranco del Pegà [40], [41], [42], Congosto de Obarra [44], La Plieta [45], [46], [47], Ermita de Las Aras [48], Tossal de Montaliqué [51], Tossal de Abella [52], Pica Cabrera [55], Alíns (Garrido-Megías, 1973) y Calvera (Garrido-Megías, 1973).

Características distintivas y definición de límites

La Formación de San Martín es una unidad heterolítica divisible en dos unidades en base a cambios litológicos y de fauna. La unidad inferior se compone de margas grises con fauna arrecifal volcada y frecuentes intercalaciones de calizas arrecifales y biocalcarenitas. La unidad superior consiste en margas oscuras con corales solitarios, pectínidos, braquiópodos, ostreidos y restos vegetales. También incluye calizas arrecifales, pero en una proporción menor que la unidad anterior y barras de bioclastos, arena y conglomerado de cuarzo. La presencia en la unidad superior de *Neorbitolinopsis conulus*, especie índice del Albiense superior, ha llevado a Souquet y Peybernès (1991) a proponer la división de la formación en margas que contienen a esta especie y margas que no la contienen. Este tema requiere cautela ya que por el momento este orbitolínido se ha reconocido sólo en la sección de San Martín.

La Formación de San Martín yace sobre la Formación de San Roque por un contacto litológico brusco de margas sobre calizas con corales y rudistas, localmente coronadas por un suelo endurecido. Al norte de la montaña del Turbón cubre directamente al Keuper. El techo es un contacto litológico brusco y discordante bajo calcarenitas de la Formación de Pegà, o un contacto discordante bajo areniscas y conglomerados de la Formación del Turbón. Hay que remarcar sin embargo que el contacto con la Formación del Turbón no es brusco en todas las localidades. Los afloramientos más noroccidentales muestran una sucesión de facies transicional desde margas oscuras y areniscas con restos vegetales y fauna marina (orbitolínidos, moluscos) a areniscas y margas lignitosas con fauna salobre (ostreidos, pequeños bivalvos). Por esta razón algunos autores interpretan un paso lateral entre ambas formaciones (para un repaso histórico ver la figura 1.8), no obstante la ausencia de la Formación de Pegà ya sugiere la existencia de una disconformidad.

Dimensiones, forma y relaciones regionales

La unidad inferior tiene una distribución discontinua debida a su interdigitación con la Caliza de Cruz y a su acuñaamiento sobre la Caliza de San Roque. Entre las áreas donde está ausente destacan por su extensión la Serra de San Gervàs, Serra Faiada, sinclinal de Alíns y los afloramientos al norte de la montaña del Turbón. La unidad superior aflora de forma amplia al oeste de la Serra de Sis, con una disposición transgresiva hacia el norte respecto a la unidad inferior. Comúnmente se halla parcial o totalmente omitida por truncación estratigráfica (Fig. 4.15) o cortada por el cabalgamiento de Selvapiana (Figs. 4.19 y 4.21). Los espesores medidos al este de la Serra de Sis son 103 m en La Girosta [27], 16 m en el Tossal de Tallades [28], 42 m en el Tossal de Viu [29] y un mínimo de 42 metros en el Embalse de Escales [34]. Al oeste de la Serra de Sis se han medido 63 m en Bonança [36], 109 m en Alíns, 40 m en la Borda de Ansuils [38], 102 m en el Repetidor [39], 285 m en el Barranco de Pegà [40], 77 m en la sección [41], 78 m en la sección [42] sobre un espesor estimado de 115 m, 13 m mínimo en el Congosto de Obarra [44], 150 m en la sección [47], 65 m en la Ermita de Las Aras [48], 41 m en el Tossal de Montaliqué [51], 15 m en el Tossal de Abella [52], 31 m en La Quasta [53], 106 m en San Martín [54], 106 m en Pica Cabrera [55] y 14 m en Sin Chuan [56].

Sección de La Girosta [27]

El cerro de La Girosta situado al norte de la Serra de San Gervás (Fig. 4.2) es un afloramiento aislado de la unidad superior de Margas de San Martín entre los yesos del Keuper y la Caliza de Pegà (Fig. 4.20a). Se compone de 103 metros de margas oscuras desprovistas de macrofauna, con restos carbonosos, concreciones de carbonato y algún oncolito, depositadas en un ambiente marino restringido, posiblemente lagunar. El techo es un horizonte decimétrico de margas ferralíticas de color anaranjado con nódulos de hierro producido por la oxidación de las margas durante un tiempo prolongado de exposición subaérea. Este horizonte se halla retrabajado por las calizas transgresivas de Pegà.



a



b

Fig. 4.20. a.- Aspecto de la Marga de San Martín cubierta en discordancia por la Caliza de Pegà en la sección de La Girosta. b.- La Marga de San Martín en la sección de Bonança con típico color oscuro e intercalaciones discontinuas de capas más carbonatadas con concentración de fauna.

Corte estratigráfico de Viu de Llevata (Fig. 4.7)

La unidad inferior forma dos horizontes situados a base y techo de la Formación de Cruz. El primero, de 42 metros de espesor en la sección del Tossal de Viu [29], se inicia por margas oscuras transgresivas, que en vertical gradan a margocalizas bioturbadas con bioclastos, interpretadas como facies de talud de las bioconstrucciones de Cruz. El segundo se compone en la sección del Tossal de Tallades [28] de 16 metros de margas grises con fauna escasa.

Sección del embalse de Escales [34]

Las Margas de San Martín afloran en malas condiciones cubiertas por derrubios en la ladera norte del Talló d'Aulet. Los últimos 42 metros, medidos en el talud de la carretera, consisten en una serie rítmica de margas grises y capas delgadas de margocaliza con ostrácodos albienses (Peybernès, 1976). El techo es un contacto litológico brusco entre margas y calizas con escombros de fauna arrecifal de la Formación de Pegà.

Sección de Bonança [36]

Sobre el suelo endurecido situado a techo de las Calizas de San Roque hay 63 metros de margas de color gris oscuro que intercalan niveles de margocalizas nodulares con concentraciones de pectínidos, ostreidos, corales solitarios, gasterópodos y braquiópodos (Fig. 4.20b). Peybernès (1976) cita foraminíferos bentónicos

poco significativos y esporas de edad Albiense. En dirección oeste la mitad superior de la sección incluye capas de arenisca lateralmente discontinuas con laminación paralela, coronadas por un rudstone de fragmentos de ostreidos, orbitolínidos y algas. La comparación con el corte estratigráfico de la Serra de Las Aras indica que las margas de la sección de Bonança pertenecen a la unidad superior. La unidad inferior, presente más al sur en la Serra de Pegà, posiblemente no se depositó.

Corte estratigráfico de la Serra de Pegà (Fig. 4.15)

Las Margas de San Martín están restringidas a la unidad inferior, caracterizada por margas grises con numerosas intercalaciones de carbonato de la Caliza de Cruz formando ciclos de somerización. Contienen orbitolínidos, braquiópodos y restos de fauna arrecifal. Su espesor se expande en los bloques superiores de la falla normal ONO de Sancerní y de la falla de Las Aras. Hacia el norte y hacia el este se hallan flanqueadas por bancos arrecifales.

Corte estratigráfico de la Serra de Las Aras (Fig. 4.19)

La unidad inferior consiste como en la Serra de Pegà en margas grises y margocalizas ricas en organismos que forman el edificio arrecifal (corales, rudistas) o ecológicamente relacionados (orbitolínidos, equínidos, braquiópodos, ostreidos). Forman el tramo basal, bajo el nivel del oleaje, de secuencias de somerización decamétricas que terminan por calizas bioconstruidas. La sección de La Plieta [45] cruza tres lenguas de marga que terminan hacia el oeste entre las Calizas de Cruz.

La unidad superior se compone de margas de color gris-oscuro con corales solitarios tumbados o en posición de vida, restos de plantas, ostreidos, raras concreciones de *septaria*, nódulos diagenéticos de carbonato, biostromas de corales y barras de calcarenitas transgresivas hacia el oeste (costa). La proporción marga/caliza es más elevada que en la unidad infrayacente. El techo está truncado por el cabalgamiento de Selvapiana que asciende y desciende en la sección estratigráfica.

Corte estratigráfico de San Martín (Fig. 4.21)

Representa a los afloramientos más noroccidentales de la lámina cabalgante de Bóixols. De este a oeste se reconocen las siguientes litofacies lateralmente equivalentes: (1) Margas oscuras con *O. Gr. texana-aperta* (Peybernès, 1976), ostreidos, braquiópodos y escasos equínidos. Intercalan areniscas deformadas en nódulos o en capas que terminan lateralmente, nódulos carbonatados y concreciones de *septaria*. Los últimos metros son más oscuros y carbonosos, con restos de troncos y eflorescencias de azufre. Se interpretan como facies de bahía protegida. Están presentes en la secciones del Tossal de Montaliqué [51] y del Tossal de Abella [52]. (2) Margas ricas en bioclastos y arena de cuarzo, formando ciclos positivos con grainstones de orbitolínidos, ostreidos, moluscos, braquiópodos, corales, equínidos, rudistas, restos vegetales y grava y arena de cuarzo. Se interpretan como barras que han concentrado los bioclastos del *lagoon* junto a material proveniente de playas o pequeños abanicos aluviales. Esta litofacies es presente en la sección del pueblo de San Martín [54]. (3) Margas oscuras bioclásticas con orbitolínidos, corales solitarios, ostreidos, moluscos y restos vegetales, depositadas en una zona protegida de baja energía del *lagoon*. Es la facies presente en la sección de Pica Cabrera [55].

Análisis de facies

La unidad inferior de margas se ha sedimentado en un mar abierto en asociación con parches arrecifales y con barras de bioclastos. La batimetría no superaba posiblemente los 50 metros como indica la pauta repetitiva de secuencias de somerización decamétricas que se inician -bajo- y terminan al nivel del oleaje. La línea de costa se situaba posiblemente en el borde norte de las Sierras de Pegà y de Las Aras. La unidad superior es transgresiva, con fauna más escasa y profunda y mayor proporción de sedimento terrígeno. Ambas causas, batimetría y aporte terrígeno, parecen decisivas para explicar la reducción de ambientes

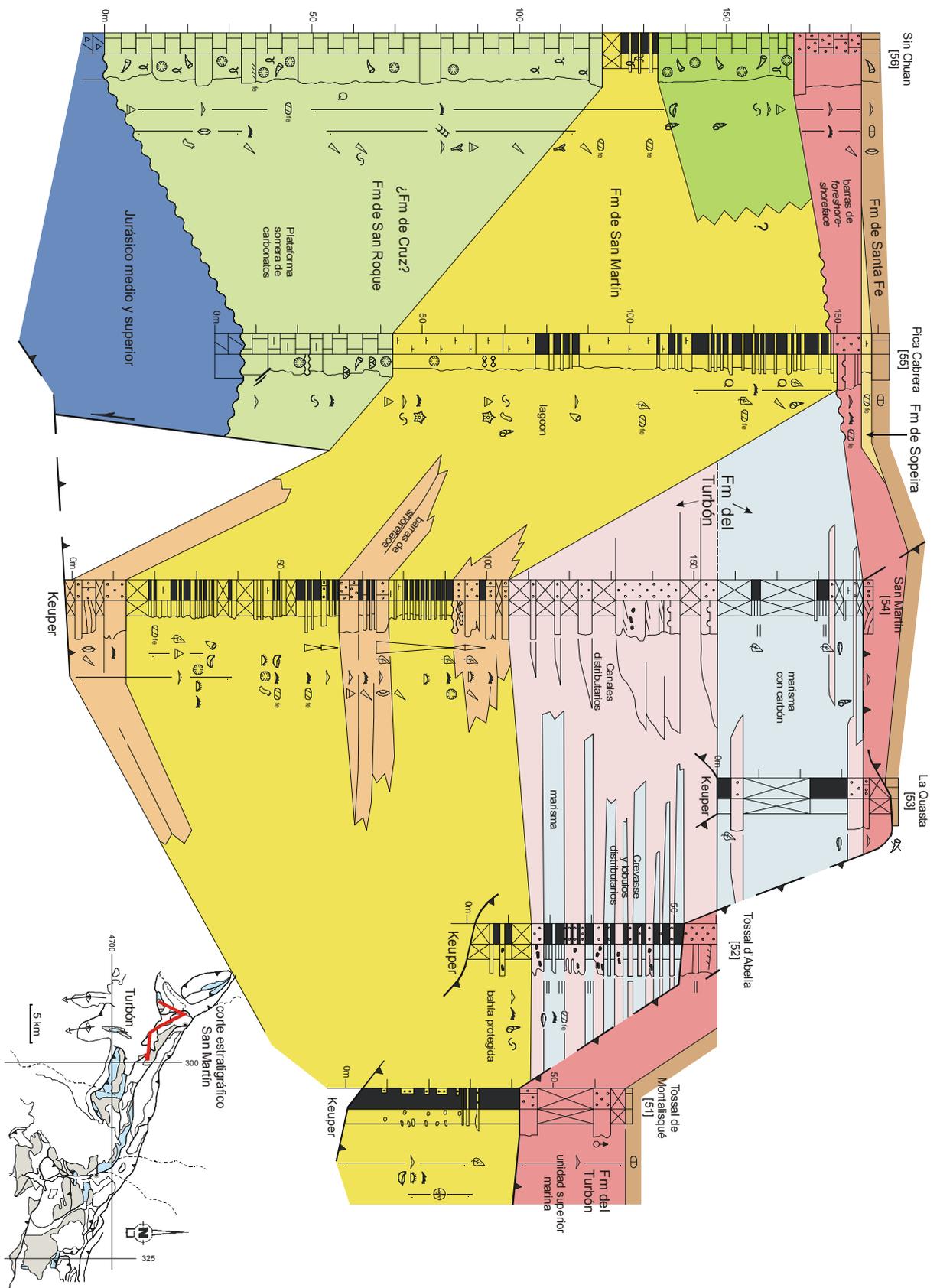


Fig. 4.21. Corte estratigráfico de San Martín con representación de las unidades estratigráficas y las principales facies.

arrecifales que ocurre en el tránsito de la unidad inferior a la superior; reducción que continuará en el resto del Albiense. La línea de costa se situó en este tiempo posiblemente en las proximidades del límite actual de afloramiento, como indica la posición de las facies restringidas de bahía.

Edad y correlación

La fauna de orbitolínidos que contiene la unidad inferior no ha sido estudiada. Peybernès (1976) cita en La unidad superior de la sección tipo de San Martín *Neorbitolinopsis conulus*, *Paracoskinolina casterasi*, *Mesorbitolina* gr. *texana-aperta*, *Hensonina lenticularis*, *Cuneolina* gr. *pavonia*, *Pseudocyclammina* sp., Nezzatidos y fragmentos de *Neomeris* sp., pertenecientes a la biozona de *Mesorbitolina* gr. *texana-aperta*, subzona de *Neorbitolinopsis conulus* del Albiense superior basal.

4.5 ESTRATIGRAFIA DEL ALBIENSE SUPERIOR – CENOMANIENSE INFERIOR

Uno de los grandes problemas del intervalo Albiense superior-Cenomaniense inferior en Pont de Suert es la correlación entre la sección completa del Embalse de Escales con 1800 metros de sedimentos y las secciones condensadas de unos 160 metros que caracterizan al resto del área (Fig. 4.1). El problema no es obvio porque formaciones con litología distintiva como las areniscas cuarcíticas del Turbón cambian de facies al este de la Serra de Sis. Desde el primer momento fue evidente que parte de la clave reside en la posición de un horizonte de condensación con ammonites conocido como el “nivel rojo de La Selva de Bonança” respecto a la Formación de Calizas de Aulet. La interpretación admitida hasta la fecha es que las Calizas de Aulet se condensan en el nivel rojo, pero en este trabajo se proporcionan pruebas de que se sitúan por encima en secuencia vertical.

Formación de Calizas de Pegà

La sección tipo propuesta es la del Barranco del Pegà [40], situada en la ladera de la Serra de Pegà inclinada hacia el Congosto de Obarra. Las coordenadas UTM de la base son X:304000;Y:4698700 y las del techo son: X:304400; Y:4698750. Otras secciones complementarias son la Girosta [27], Sellés [32], Embalse de Escales [34], Sancerní [37], Borda de Ansuils [38], Repetidor [39], sección nº [41] y Congosto de Obarra [44].

Características distintivas y definición de límites

La Formación de Pegà se compone de calizas marrones, packstones-grainstones con mezcla de bioclastos y arena de cuarzo. La estratificación es típicamente ondulada (*wavy*) o cruzada. Su base es una discordancia angular sobre distintas formaciones del Cretácico inferior y más raramente sobre el Jurásico y el Triásico. Su límite superior es un contacto litológico brusco, posiblemente erosivo bajo cuarcitas de la Formación del Turbón. En localidades donde la cuarcita está ausente, como ocurre al este de la Serra de Sis, su límite superior es un contacto neto bajo margas con capas delgadas de tempestitas pertenecientes a la unidad superior marina de la Formación del Turbón o bien un contacto discordante con margas de la Formación de Sopeira (ej. en Serra Faiada).

Dimensiones, forma y relaciones regionales

Presenta un espesor y facies relativamente constante, al menos en comparación con las formaciones infrayacentes. Al este de la Serra de Sis se ha medido 63 metros en La Girosta [27], 85 metros en Sellés [32] y 12 m en el Embalse de Escales [34]. Al oeste de Sis se han medido 56 metros en Sancerní [37], 32 metros en la Borda de Ansuils [38], 57 metros en el Repetidor [39], 59 metros en el Barranco del Pegà [40], 25 metros en la sección [41] y 10 metros en el Congosto de Obarra [44]. La Formación de Pegà está ausente en el sinclinal de Alíns, en la Serra de Las Aras y la montaña del Turbón.

Sección de La Girosta [27]

La base es un depósito residual de nódulos de hierro y conglomerado de cuarzo resultado del retrabajamiento de la superficie de alteración que cubre a la Marga de San Martín. Consiste en 63 metros de grainstones de orbitolínidos y calcarenitas con intraclastos, bioclastos y granos de cuarzo con óxidos de color anaranjado.

Sección de Sellés [32]

Los estratos se hallan invertidos en el bloque inferior del cabalgamiento de Buirra (Fig. 4.22c). Se distinguen sobre las Calizas de Cruz:

- 42 metros de calizas bioclásticas marrones con orbitolinas, trozos de equínidos, granos de arena y grava

de cuarzo. La parte inferior contiene barras con estratificación cruzada unimodal (Fig. 4.22d) originalmente inclinada hacia el sur. La parte alta forma una secuencia granodecreciente y profundizante, gradando a calcarenitas nodulosas, interpretadas como facies de flanco de las barras.

- 12 metros de un tramo masivo gris formado por grainstones/rudstones de orbitolínidos, algas, bioclastos y litoclastos bien rodados.
- 31 metros de calcarenitas marrones con orbitolinas, miliólidos y granos de cuarzo y de grava marcando la laminación. El techo es un contacto litológico brusco con margas que incluyen capas delgadas de tempestitas de la Formación del Turbón.

Serra Faiada

La Formación de Pegà presenta en esta localidad una facies particular. La parte inferior se compone de packstones-grainstones de color gris con orbitolínidos, algas rojas y zonas bioturbadas con brechificación intraformacional; la parte superior es arrecifal con grandes rudistas y corales entre una matriz de micrita roja con horizontes ferruginosos. El techo es una superficie de abrasión cubierta de nódulos y desplazada por fallas normales contemporáneas con la sedimentación de las Margas de Sopeira (Fig. 4.34).

Sección del embalse d'Escales [34]

Un contacto brusco de calizas con restos de corales y nódulos ferruginosos sobre margas de la Formación de San Martín marca el inicio de la Formación de Pegà, que forma los 12 metros inferiores de la barra vertical de calizas atravesada por los dos túneles más septentrionales de la carretera N230 (Fig. 4.28a). Su color gris y estratificación masiva contrasta con las capas de caliza regularmente estratificadas y de color crema que la cubren, pertenecientes a la Formación del Turbón. La Formación de Pegà se compone de calizas con fragmentos esqueléticos de rudistas, corales, grandes gasterópodos, equínidos y orbitolínidos. El techo es una capa rica en conchas de radiolítidos. Siguiendo la dirección de las capas 600 metros hacia el oeste (Fig. 4.26) la facies cambia a biostromas de corales entre una matriz wackestone rojiza con óxidos de hierro. Las calizas con fragmentos esqueléticos del Embalse de Escales se interpretan como facies de flanco de los biostromas situadas hacia el oeste.

Corte estratigráfico de la Serra de Pegà (Fig.4.15)

La Formación de Pegà forma un cuerpo lensoidal que se adelgaza gradualmente hacia el sur desde 59 metros en la sección tipo del Barranco de Pegà [40] a 10 metros en la sección del Congosto de Obarra [44]. Hacia el norte termina en coincidencia con el afloramiento de Keuper de la falla de Sirès. Cubre en discordancia a las formaciones infrayacentes plegadas y desplazadas por fallas normales. La erosión alcanza a la Caliza de San Roque en un alto estructural adyacente al bloque superior de la falla de Sirès y en la cresta de un anticlinal forzado sobre un bloque jurásico truncado pendiente arriba. En varios afloramientos pueden verse bolsillos irregulares a techo de la Caliza de San Roque rellenos por arena de cuarzo (Fig. 4.22a). Su composición es remarcablemente homogénea, calcarenitas de grano medio con granos de carbonato y de cuarzo y grainstones de grano más grueso con orbitolínidos, trozos de rudistas y láminas de microconglomerado. La estratificación dominante es ondulada, más raramente cruzada (Fig. 4.22b). Los últimos metros pueden contener abundantes rudistas. Es característica una coloración rojiza con tonos versicolores por bioturbación.

Análisis de facies

La Formación de Pegà representa la expansión de bancos de arena de carbonato depositados como un manto en un mar somero abierto agitado por el oleaje, libre de las arcillas que dominan en la Marga de San Martín. Este cambio es posiblemente consecuencia de un nivel marino estable que ha permitido una batimetría regular y un aumento de energía en toda la plataforma. Las construcciones arrecifales



a



b



c



d

Fig. 4.22. Diferentes aspectos de la Fm de Calizas de Pegà. a.- Bolsillos en las calizas con corales de San Roque rellenos por grava de cuarzo en la base de la Fm de Pegà (situación en Fig. 4.17-b); b.- estratificación ondulada por oleaje en la Fm de Pegà (sección de Sancerní [37], situación en Fig. 4.17-b); c.- ladera sur de Sellés, las calizas del Grupo de Tres Ponts y el Aptiense cabalgan a una sección invertida del Albiense y a una serie discordante formada por las Margas de Sopeira, brecha de Santa Fe, ¿calizas de Aguas Salenz? y turbiditas del Senoniense; d.- Detalle de las barras de bioclastos y cuarzo invertidas en la base de la Fm de Pegà mostrando estratificación cruzada unidireccional y capas paralelas que forman el *topset* (base de la barra en la foto). Sección estratigráfica de Sellés [32], vara de Jacob de 1.5 m por escala.

experimentan una reducción respecto a la unidad superior de la Marga de San Martín y ocupan áreas localizadas en la Serra Faiada y en el Talló d'Aulet. La presencia de numerosos suelos endurecidos indica un crecimiento lento.

Edad y correlación

Los orbitolínidos de la sección del embalse de Escales estudiados por Schroeder (1973) y Peybernès (1976) pertenecen a la zona con *O. (M) aperta* y *O. (O.) concava qatarica* del Albiense superior. Esta edad se deduce también de su posición estratigráfica entre la Marga de San Martín con *Neorbitolinopsis conulus* (Albiense superior) y los equivalentes marinos de la Formación del Turbón con *Planomalina buxtoffi* (Vraconiense).

Formación de Areniscas del Turbón

La sección tipo propuesta es Turbón sur [49] situada en la margen izquierda del valle glaciar de San Adrián, en la montaña del Turbón. Las coordenadas UTM de la base son X:295400; Y:4700850 y las del techo son X:295250; Y:4700900. Otras secciones complementarias son la de Tossal de Tallades [28], Sellés [32], Embalse de Escales [34], Bonança [36], Estrechos del río Isábena (Garrido-Megías, 1973), Calvera (Garrido-Megías, 1973), Obarra [44], Turbón norte [50], Tossal de Montalisqué [51], Tossal de Abella [52], La Quasta [53], San Martín [54], Pica Cabrera [55] y Sin Chuan [56].

Características distintivas y definición de límites

La Formación de Areniscas del Turbón destaca del resto de unidades del Cretácico inferior por la proporción de siliciclásticos que aporta a un relleno de cuenca dominado por carbonatos y detríticos finos. En 1967 Souquet describió los dos términos litológicos de que se compone, el inferior continental formado por areniscas, conglomerados cuarcíticos y lutitas carbonosas y el superior marino formado por areniscas y calizas arenosas de color rojizo. Estas últimas se reducen en algunas localidades a un nivel de condensación con ammonites denominado como el nivel rojo de la Selva de Bonança (Dalloni, 1910). La Formación de Areniscas del Turbón se superpone a variedad de litologías de edad Albiense, Jurásico, Triásico y Paleozoico. En un sentido regional cubre rocas más antiguas hacia el noroeste. Cuando el hiato es mínimo como en la sección del Embalse d'Escales, el techo es un contacto conforme entre margas con intercalaciones de calizas bioclásticas y margas. Más comúnmente es una disconformidad entre calizas arenosas rojizas y margas de la Formación de Sopeira o con calizas con orbitolínidos y *Prealveolina* de la Formación de Santa Fe. Sobre el terreno la Formación del Turbón es poco escénica, aflorando en general en malas condiciones, desmoronada y semicubierta por vegetación.

Dimensiones, forma y relaciones regionales

Las dos unidades, continental y marina, forman al oeste de la Serra de Sis un depósito de espesor reducido que se extiende más allá del límite de la lámina cabalgante de Bóixols por los mantos de Cotiella y de Gavarnie (Souquet, 1967). La unidad inferior cuarcítica es ausente al este de la Serra de Sis donde la formación se compone enteramente de calizas y margas. Los espesores en secciones de referencia son 34 metros en el Tossal de Tallades [28], 49 m en Sellés [32], 258 m en el Embalse de Escales [34], 85 m en Bonança [36], 197 m en los estrechos del río Isábena (Garrido-Megías, 1973), 140 m en Calvera (Garrido-Megías, 1973), 10 m en Obarra [44], 33 m en Turbón norte [49], 74 m en Turbón sur [50], 26 m (mínimo) en el Tossal de Montalisqué [51], 45 m (mínimo) en el Tossal de Abella [52], 42 m (mínimo) en La Quasta [53], 87 m (mínimo) en San Martín [54], 7 m en Pica Cabrera [55] y 17 m en Sin Chuan [56].

La correlación de la Arenisca del Turbón con la sucesión del embalse de Escales es un problema histórico para el que se han propuesto diferentes interpretaciones (Souquet, 1967; Garrido-Megías, 1973;

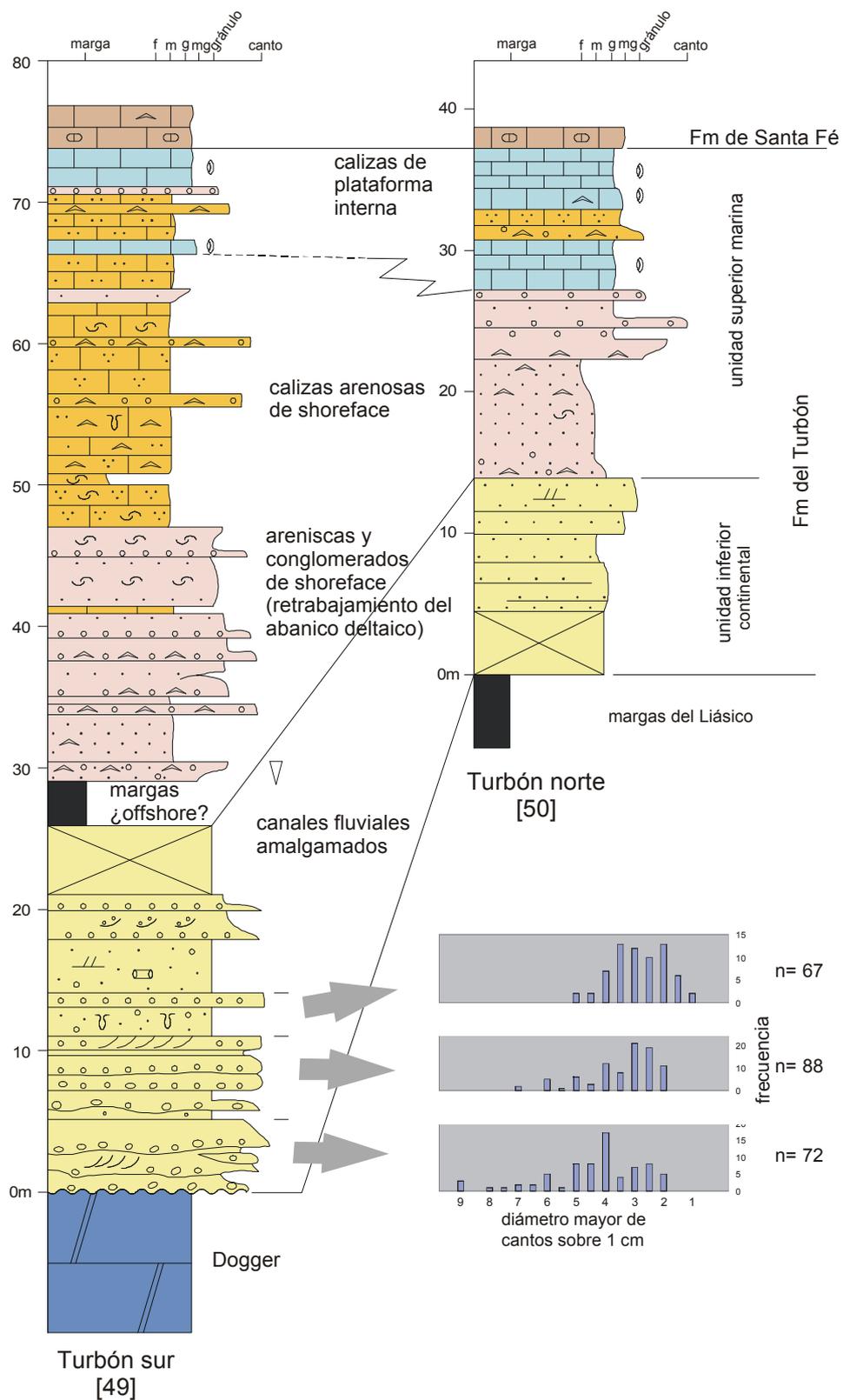


Fig. 4.23. Secciones estratigráficas de la Formación del Turbón en la margen izquierda del barranco de San Adrián (Montaña del Turbón). La secuencia granodecreciente de la base y la sucesión de facies indican la retirada progresiva del abanico deltaico y el establecimiento de una plataforma de carbonatos.

Peybernès, 1976; Souquet y Peybernès, 1991). Para su resolución se ha construido el corte estratigráfico NO-SE entre el Esera y el Noguera Ribagorçana (Fig. 4.26) que integra, a diferencia de los autores precedentes, la información de otras secciones situadas al este de la Serra de Sis.

Corte estratigráfico del Turbón (Fig. 4.23)

En su localidad tipo de la montaña del Turbón, la formación aflora en la base de las paredes del valle de San Adrián, discordante sobre las dolomías del Dogger y las margas del Lías (Fig. 4.31). La unidad continental, de 27 metros de espesor en la sección Turbón sur [49], está representada por conglomerados de cantos angulosos de cuarcita y lidita de hasta 9 cm de tamaño (Fig. 4.24a) dispuestos en secuencia vertical granodecreciente con disminución de la frecuencia de los tamaños mayores. Los conglomerados rellenan canales laxos amalgamados y forman barras tapizadas por superficies ferruginosas. Hacia la parte alta los cuerpos son más arenosos y tabulares. Lateralmente hacia el norte la proporción de conglomerado decrece y el espesor disminuye hasta 9 metros de arenisca de cuarzo en la sección de Turbón norte [50]. Las paleocorrientes medidas se dirigen hacia el noreste. Se interpretan como facies fluviales de canal distributivo en un abanico deltaico.

La unidad marina, de 47 metros de espesor en la sección de Turbón sur y de 23 metros en Turbón norte, se compone predominantemente de capas tabulares de areniscas con microconglomerado de cuarzo y orbitolínidos. En los metros basales hay margas oscuras cubiertas por capas con gradación negativa que terminan por pavimentos de cantos (Fig. 4.24e). Se interpretan como barras de boca de canal. Otras capas interpretadas como tempestitas muestran gradación positiva con bases erosivas marcadas por depósitos residuales de cantos y orbitolinas, seguidas por un intervalo con laminación cruzada de bajo ángulo (Fig.4.24c). Hacia la parte superior las areniscas alternan con calizas arenosas bioturbadas de color rojizo con orbitolinas, foraminíferos y fragmentos de moluscos. El techo de la formación es un contacto concordante bajo las primeras calizas con *Prealveolina* y orbitolínidos.

Corte estratigráfico de San Martín (Fig. 4.21)

De orientación NO-SE, este corte representa a los afloramientos del norte de la montaña del Turbón. La unidad continental se caracteriza por proporciones variables de arenisca y marga. La arenisca es más abundante cerca de la base y la marga predomina en la parte alta. Excepcionalmente la sección de San Martín [54] contiene canales fluviales amalgamados de arenisca de hasta 16 m de espesor, que gradan hacia el este a capas tabulares de arenisca entre margas lignitosas, interpretadas en el Tossal de Abella [52] como depósitos de lóbulo distributivo y de derrame (Fig. 4.24b). Las margas que cubren a estos cuerpos de arenisca son oscuras y carbonosas, finamente laminadas y contienen pequeños bivalvos salobres. Se interpretan como depósitos de marisma.

La unidad marina se extiende más allá del límite occidental de la unidad continental, cubriendo en Pica Cabrera [55] y Sin Chuan [56] sedimentos más antiguos como la Marga de San Martín (Fig. 4.25) y su equivalente, la Caliza de Cruz. En el resto de afloramientos su base está limitada por el cabalgamiento de Selvapiana. Su composición, areniscas ricas en cuarzo con cantos de microconglomerado y calizas arenosas con fragmentos de ostreidos, orbitolínidos y equínidos, difiere poco de la descrita en la montaña del Turbón. Las estructuras sedimentarias incluyen estratificación horizontal mal desarrollada, estratificación cruzada de surco y en Pica Cabrera bases con *scours* orientados NE-SE. Caracterizan un ambiente de la parte superior del *shoreface*.

Corte estratigráfico NO-SE entre el Esera y el Noguera Ribagorçana (Fig. 4.26)

La arenisca cuarcítica es la litología dominante de la unidad inferior en las secciones de Bonança [36] y del Barranco del Pegà [40]. En Bonança la formación comienza por 6 metros de conglomerados de cantos angulosos mientras que el conglomerado está prácticamente ausente en Pegà. Este hecho junto a las paleocorrientes hacia el sur permiten inferir un paso proximal-distal de los depósitos aluviales en esa dirección. Las areniscas rellenan canales amplios con estratificación horizontal, raramente cruzada.

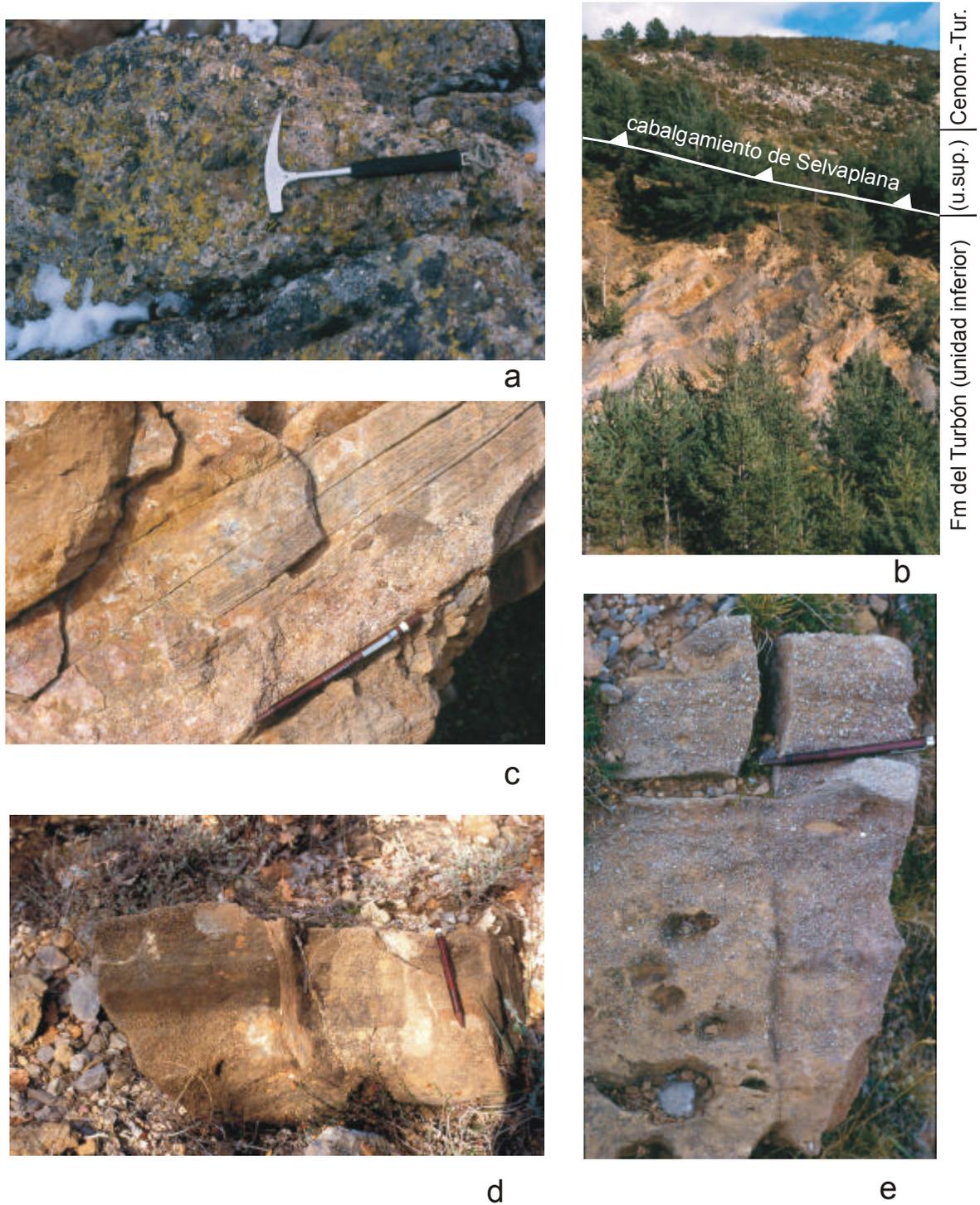


Fig. 4.24. Diferentes aspectos de la Fm de Areniscas del Turbón. a.- Conglomerado mal rodado de cuarzo y lidita en un canal laxo en la base de la unidad inferior continental de la Fm del Turbón (sección Turbón sur [49]); b.- alternancia de areniscas tabulares y margas carbonosas en la sección del Tossal de Abella [52]; c.- lag de cuarzo y bioclastos con base neta seguido de laminación cruzada planar de bajo ángulo interpretada como sedimentos de playa (unidad superior marina de la Fm del Turbón, sección de Turbón sur); d.- capa de tormenta invertida con lags de orbitolinas y laminación paralela, unidad superior marina de la Fm del Turbón en la sección de la Collada de Sellés [33]. e.- capa formada por una secuencia granocreciente de arena, grava de cuarzo y orbitolinidos. La base no es erosiva y el techo contiene laminación cruzada. Se interpreta como una barra costera con la cresta retrabajada por olas (sección de Turbón sur a 30 m sobre la base).

La unidad superior marina se compone en Bonança de 48 m de calizas con granos de cuarzo de tamaño medio a fino, orbitolinas con arena aglutinada, lituólidos y restos de moluscos. Souquet (1967) cita en los últimos 10 metros globigerinas y fissurinas (pithonellas), indicativos de una profundización. En la Serra de Pegà la unidad superior se reduce a un horizonte de calizas con matriz arcillosa de color rojo vinoso, óxidos de hierro, pisolitos, ammonites, pithonellas, braquiópodos, restos de corales ramosos y orbitolinas, denominado desde Dalloni (1910) como “nivel rojo de la Selva de Bonança”.

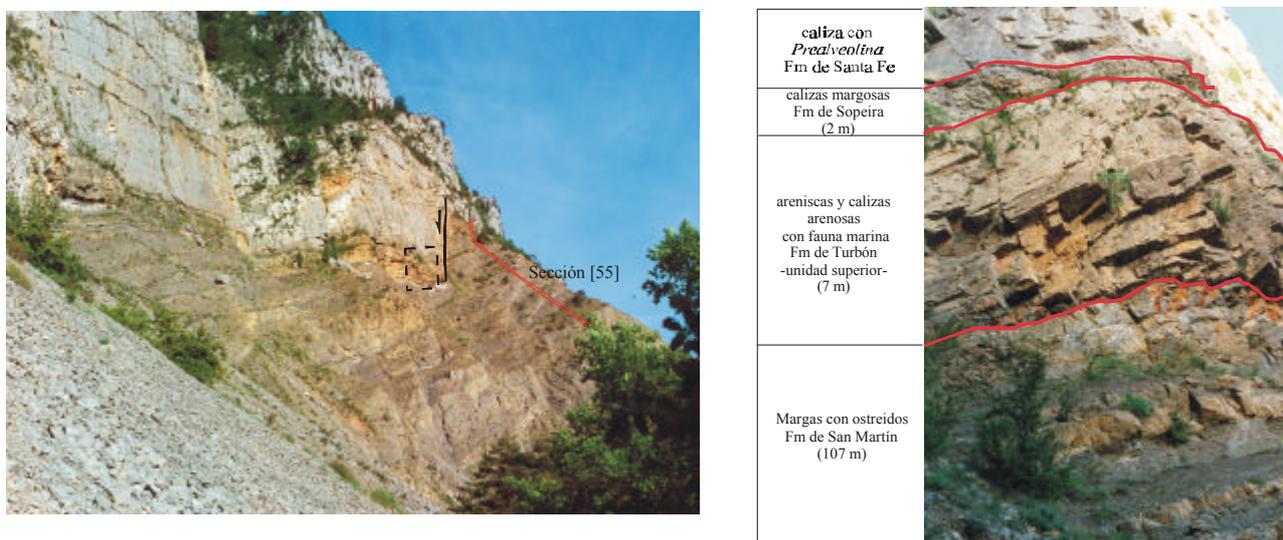


Fig. 4.25. Panorámica de la ladera norte de la Pica Cabrera y detalle del contacto de la Marga de San Martín con la Formación del Turbón y las Calizas de Santa Fe.

Al este de la Serra de Sis existen sólo facies marinas. La sección de Sellés [32] consiste en 49 metros de capas decimétricas de calizas de color ocre intercaladas entre margas oscuras con orbitolínidos. Cada capa muestra una superficie basal erosiva y una o varias secuencias con gradación normal, que cuando son completas presentan un *lag* basal de orbitolinas, grava y arena de cuarzo, seguido de un intervalo de arena con laminación *hummocky*, ripples y laminación paralela bioturbada (Fig. 4.24d). Se interpretan como tempestitas distales depositadas en la parte arcillosa de baja energía del mar abierto. El techo de la sucesión es el nivel rojo de la Selva de Bonança formado por 20 cm de calizas arcillosas rojizas con pisolitos de óxidos de hierro y fosfato envolviendo orbitolinas y ramas de corales. La sección del barranco de Llinsoles situada al sur presenta facies similares pero con la diferencia de que el nivel rojo está ausente y el techo de la unidad reside de forma incierta entre margas, siempre por debajo de una capa rica en glauconita con braquiópodos, pectínidos y presencia de dientes de peces (tiburones). Más al sur, la sección de Betesa ilustra la transición de margas a calizas con *O.(M.) aperta* y fragmentos de ostreidos, braquiópodos y pectínidos mezclados con limo. Estas calizas presentan en la sección del Embalse de Escalles [34] estratificación cruzada de gran escala dirigida hacia el oeste (Fig. 4.28a). Se interpretan respectivamente como facies de talud y facies centrales de barras que migran hacia la costa. Se infiere que estas barras se han desarrollado en un ambiente de *offshore* porque intercalan margas con foraminíferos plantónicos.

Análisis de facies

La ausencia de fósiles en la parte inferior de la unidad es un criterio de sedimentación en la zona subaérea y tal vez en el límite con la zona sumergida de un abanico deltaico. Los cantos de conglomerado que pueden superar 10 cm de diámetro indican corrientes fluviales con importante capacidad de transporte, tal vez debida a una elevada pendiente. La dominancia de capas con estratificación tabular sobre capas con estratificación cruzada relleno canales laxos amalgamados y la relativa ausencia de lutitas sugiere un modelo de canales distributarios tipo *braided* donde el transporte se realiza en el lecho por movimiento de

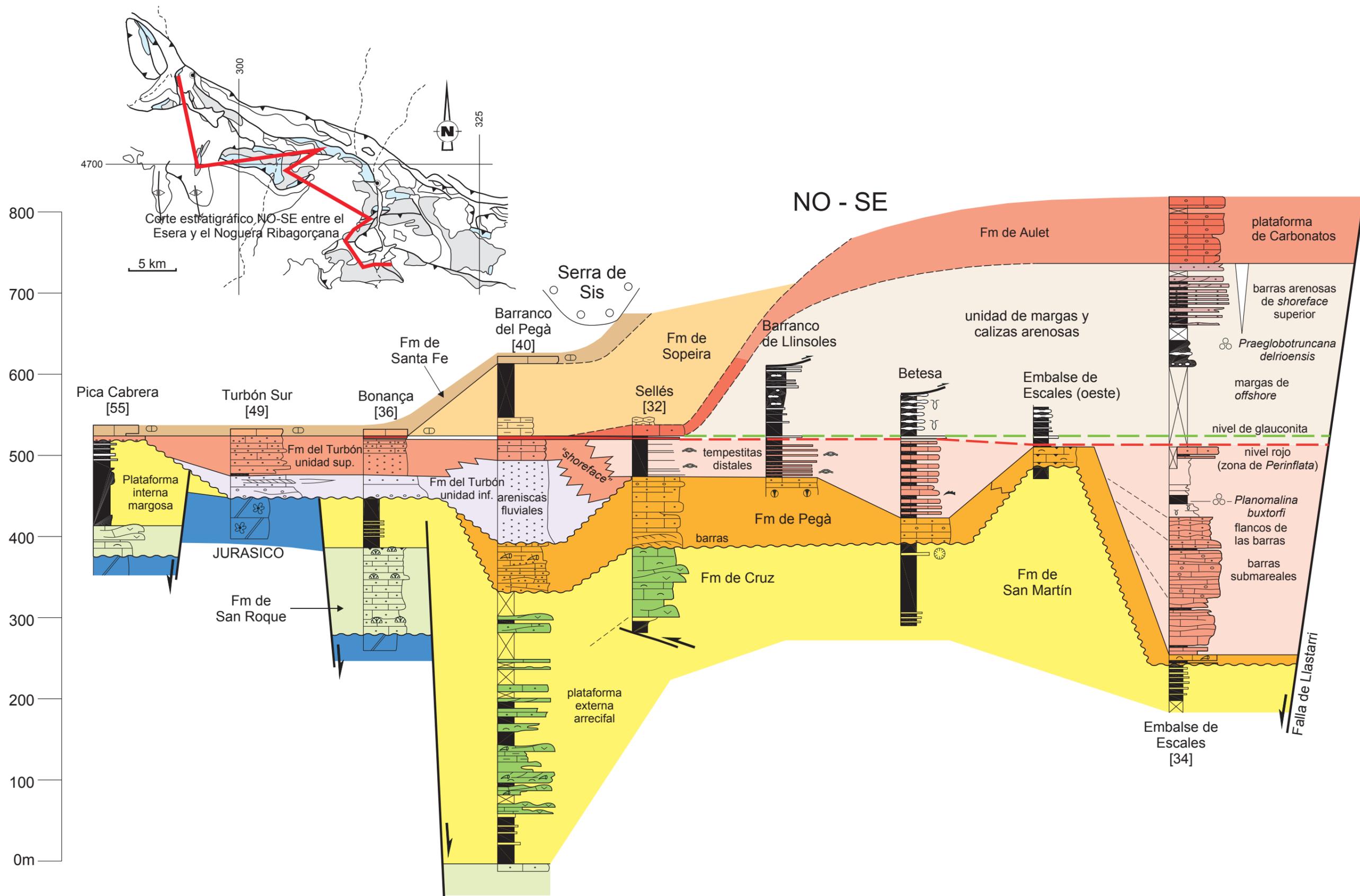


Fig. 4.26. Corte estratigráfico entre los ríos Esera y Ribagorça con las unidades y facies del Albiense-Cenomaniense.

láminas de sedimentos groseros. La abundancia de hidróxidos de hierro indica según Souquet (1967) un clima intertropical húmedo, en concordancia con la abundancia de restos vegetales y lignito en las facies de marisma. La distribución del conglomerado y las paleocorrientes soportan la idea de Souquet (1967) de un canal de alimentación en la montaña del Turbón y tal vez exista otro secundario en el sinclinal de Alíns (Fig. 4.27). Debido a que estas unidades han rotado tectónicamente sobre un eje vertical (Dinarés *et al.* 1992, Fig. 6.1), las paleocorrientes deben rotarse en sentido levógiro unos 40 grados, lo que implica una proveniencia del suroeste del canal del Turbón.

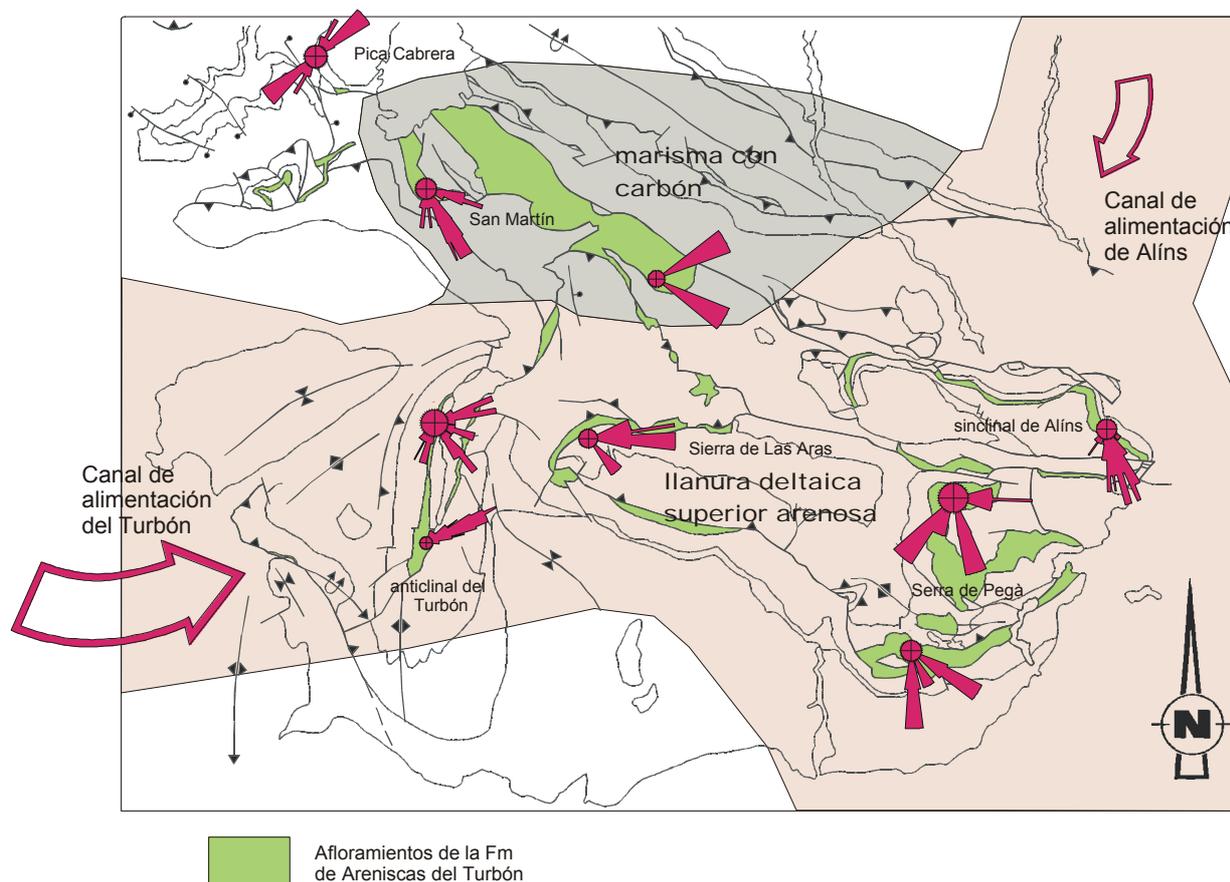


Fig. 4.27. Distribución de facies y paleocorrientes en la unidad inferior continental de la Formación del Turbón al oeste de la Serra de Sis. La rosa de paleocorrientes de Pica Cabrera corresponde a la unidad superior marina.

Sección arriba, hay una evolución brusca a facies marinas, indicativa de una transgresión rápida. El volumen de siliciclásticos aportado por abanicos deltaicos disminuye y estos depósitos se retrabajan y mezclan con bioclastos en un ambiente de mar abierto somero dominado por corrientes y tormentas. Un primer modelo deposicional comprende un área de *shoreface* al oeste de la Serra de Sis y un área de mar abierto al este de Sis, con dos zonas, una septentrional de baja energía (Sellès, Llinsoles) que recibe aportes arcillosos y pequeñas proporciones de arena por corrientes de tormentas en forma de capas delgadas con estructuras que indican flujos oscilatorios; y una zona meridional de alta energía alrededor del Talló d'Aulet, caracterizada por un cinturón de *shoals* de bioclastos con estratificación cruzada de gran escala dirigida hacia el oeste.

El significado exacto del nivel rojo de Bonança se desconoce. Es sin duda un nivel de condensación que podría estar asociado genéticamente con el nivel de concentración de glauconita que lo cubre. Si este fuera el caso, ambos niveles indicarían un máximo transgresivo de edad Vraconiense, previo a la regresión marcada por las unidades suprayacentes de margas y calizas arenosas y de la Formación de Aulet.

Las cuarcitas se consideran rocas texturalmente maduras asociadas a transgresiones sobre sustratos erosionados (Krumbein y Sloss, 1969). Su extensión como un manto es resultado de dispersión sobre un sustrato fallado y arrasado en condiciones de baja subsidencia (Berástegui *et. al.*, 1990). El aporte de sedimento terrígeno del continente produjo al principio una regresión seguida de una transgresión a medida que el volumen de aporte decrece y el abanico deltaico abandonado es retrabajado.

Edad y correlación

La facies continental azoica se asigna tradicionalmente al Albiense superior por su posición estratigráfica (Souquet, 1967; Peybernès y Papon, 1968). La facies marina contiene una asociación de orbitolínidos del Vraconiense: *Orbitolina* (M.) *texana*, *O.* (M.) *aperta*, *O.* gr. *concava*, *O.* (O.) *duranddelgai*, *O.* (C.) *conica*, *Neiraqia cuvillieri*, *Paracoskinolina casterasi* y *Cunelina* gr. *pavonia*, (Peybernès y Papon, 1968; Schroeder, 1973; Peybernès, 1976). El techo de la formación puede ser datado con precisión como Vraconiense por la presencia del foraminífero planctónico *Planomalina buxtorfi* (Garrido-Megías, 1973, Schroeder, 1973; Peybernès, 1976) y por los ammonites del nivel rojo de la Selva de Bonança asignados a la subzona de *Perinfalta* (Mongin *et al.*, 1983).

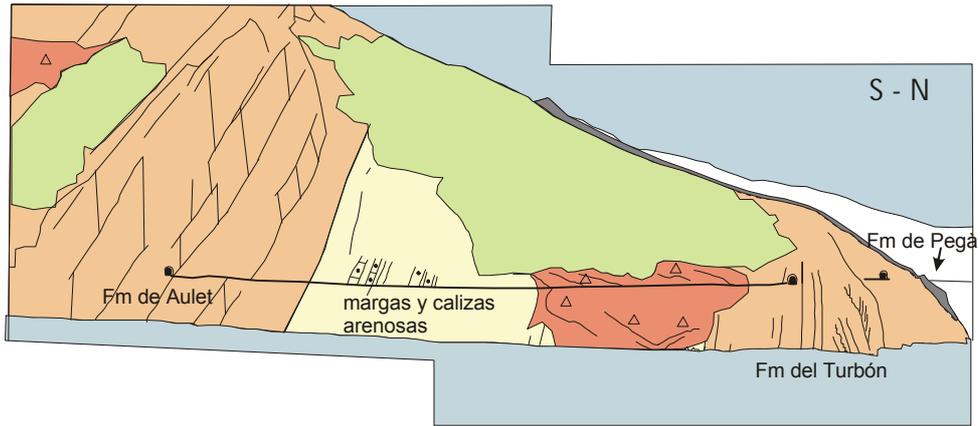
Regionalmente la Formación de Areniscas del Turbón es equivalente en facies y edad a la Formación de Utrillas definida en la Cordillera Ibérica.

Margas y calizas arenosas

Intercalada entre las formaciones del Turbón y de Aulet, esta unidad forma una ladera generalmente cubierta por los derrubios de la cara norte del Talló d'Aulet (Fig. 4.28a). Otros afloramientos de extensión discreta y con secciones incompletas se encuentran en las proximidades de los pueblos de Betesa, Pallerol y Santorens. Al oeste de la Serra de Sis está ausente y posiblemente no se depositó. La base se sitúa en las primeras margas que cubren el nivel rojo de la Selva de Bonança o si este marcador no está presente, sobre la última capa de tempestitas intercalada entre margas oscuras. La existencia de un horizonte rico en glauconita braquiópodos y dientes de peces a pocos metros sobre su base favorece el reconocimiento. El techo es un contacto entre capas gruesas de calizas arenosas y calizas bioclásticas de la Formación de Aulet. Aunque los componentes litológicos son similares, la desaparición de las margas junto a una disminución de la proporción de cuarzo sirve para distinguirlas.

El espesor máximo, medido en la sección del embalse de Escales [34] es de 220 metros. La parte inferior se compone de margas grises con intercalaciones de margocalizas nodulares con *burrows*, finos bioclastos, silt y glauconia dispersa. Schroeder (1973) cita numerosas esferas y microfauna planctónica y bentónica que indica un ambiente sedimentario relativamente profundo de plataforma externa. La mitad superior de la unidad se caracteriza por capas gruesas de areniscas híbridas con arena terrígena y bioclastos, separadas por margas arenosas ricas en espículas. Las unidades de arenisca forman capas individuales de espesor creciente hacia el techo de la sucesión, desde pocos decímetros hasta 6 metros. Muchas capas presentan base planar, techo convexo y estratificación cruzada de gran escala. Se interpretan como barras submareales sin poder concretar si existe predominio de corrientes de oleaje o de marea. El nivel de concentración de glauconita de la base corresponde a un máximo transgresivo, sobre el que progradan las barras con una sucesión somerizante.

La microfauna determinada por Schroeder (1973) y Peybernès (1976): *Praeglobotruncana* ex gr. *delrioensis*, *Hedbergella hiltermanni*, *Neiraqia cuvillieri* y *Orbitolina duranddelgai* confirma una edad Albiense superior-Cenomaniense. Con estos datos Schroeder propone una edad Cenomaniense inferior por comparación con asociaciones de la cordillera Cantábrica, mientras que Peybernès propone una edad Vraconiense basándose en la posición estratigráfica de esta unidad bajo el nivel rojo de la Selva de Bonança. No obstante, la correlación de Peybernès es cuestionada en este trabajo, donde se propone situar estratigráficamente a esta unidad por encima del nivel rojo de la Selva.



a



b

Fig. 4.28. a.- Panorámica de la parte inferior de la sección del Embalse de Escales en la carretera N230 con la división en unidades estratigráficas usada en el texto; b.- Calizas bioclásticas en secuencias granocrecientes de la Formación de Aulet en la sección del Embalse de Escales [34]. Se aprecia en el centro de la fotografía estratificación cruzada de gran escala hacia el oeste, con cambios de ángulo entre las superficies principales que limitan las barras.

Formación de Calizas de Aulet

La sección tipo del embalse de Escales [34] se sitúa en la margen derecha del río Noguera Ribagorçana, a lo largo de la carretera N230. Las coordenadas UTM de la base son X:313550; Y:4689400 y las del techo son X:314300; Y:4687850. Una sección complementaria es la sección de Pallerol de Garrido-Megías (1973) situada 3.5 kilómetros al oeste de la anterior.

Características distintivas y definición de límites

Está formada por grainstones-packstones esqueléticos de color pardo-rojizo con briozoos, algas rodofíceas, orbitolinas, moluscos y equinodermos y cantidades pequeñas de arena de cuarzo. Se agrupan en ciclos grano y estratocrecientes con estratificación cruzada de media y gran escala. La base es un contacto transicional que sitúa paquetes decamétricos de calizas sobre capas de hasta 3 metros de arenisca y bioclastos separadas por margas. El techo es una superficie erosiva entre calizas y margas nodulosas de la Formación de Sopeira.

Dimensiones, forma y relaciones regionales

Aflora en la Serra de Aulet con una inclinación monoclinal hacia el sur superior a 50 grados. El espesor máximo de 900 metros en el cauce del río Noguera Ribagorçana se reduce bruscamente hacia el este contra la falla N140 de Llastarri (Garrido-Megías, 1969) y de forma más progresiva hacia el oeste por truncación bajo el Cretácico superior, con un mínimo de 118 metros en la sección de Pallerol (Garrido-Megías, 1973). Hacia el sur y hacia el norte está confinada por dos fallas conjugadas, la más meridional reactivada como un cabalgamiento ciego. Se calcula que la formación queda contenida en un área de 100 km². Fuera de esta área está ausente, presumiblemente por no deposición, si exceptuamos afloramientos de espesor muy reducido, de los que la sección de Sellés [32] puede ser representativa.

Sección del Embalse de Escales [34]

Descrita por Souquet (1967), Garrido-Megías y Ríos (1972), Schroeder (1973) y Peybernès (1976). La base forma las primeras paredes verticales situadas justo al norte del muro de la presa (Fig. 4.28). Se compone de 900 metros de grainstones-packstones de color pardo-rojizo con orbitolinas, briozoos, algas rojas, ostreidos y otros moluscos, equínidos y corales, cuarzo detrítico, óxidos de hierro y suelos endurecidos imperersistentes. La secuencia vertical comprende numerosas secuencias de somerización decamétricas con estratificación cruzada de gran escala (Fig.4.28b) apiladas en sucesión estratocreciente.

Análisis de facies

La Formación de Aulet representa a una plataforma libre de arrecifes formada por acumulación de fragmentos esqueléticos en barras móviles de relieve métrico tipo *sand waves*. Las secuencias grano y estratocrecientes resultan de la migración de las barras para llenar el espacio creado por la rotación de bloques sobre las fallas que limitan la cuenca. Los óxidos de hierro y arcillas rojas abundantes en el cemento y la matriz provienen probablemente de la erosión del Keuper en los márgenes de la cuenca.

Edad y correlación

Los primeros 350 metros de la sección contienen *Conicorbitolina conica*, *O. duranddelgai*, *Neoiraqia cuvillieri*, *Orbitolina paeneconica*(?) y *Hensonina lenticularis*. Los 450 metros restantes contienen *Simplalveolina simplex*, *C. Conica*, *P. casterasi* y *O. paeneconica*. Bilotte *et al.* (1974) y Peybernès (1976) sitúan la primera asociación en el Vraconiense y la segunda en el Cenomaniense. Para Schroeder (1973) ambas determinan el Cenomaniense.

4.6 LA DISCORDANCIA DEL ALBIENSE SUPERIOR - CENOMANIENSE

En el capítulo 2.5 dedicado a Organyà se ha descrito la superficie de discordancia que erosiona al Cretácico inferior solapada por la unidad superior de la Formación de Santa Fe de edad Cenomaniense superior. Pont de Suert ofrece una situación diferente. No existe aquí una única discordancia de extensión regional sino varias de extensión más limitada solapadas por sedimentos con un rango de edad entre el Albiense superior y el Cenomaniense superior (Souquet, 1967; Garrido-Megías y Ríos, 1972, Simó, 1985). La discordancia más antigua de este conjunto se sitúa en la base de una formación previamente no reconocida, la Formación de Pegà (García Senz, en prensa).

Al consultar los trabajos precedentes se hace evidente que el reconocimiento de las discordancias se ha basado en criterios de omisión estratigráfica y únicamente se ha reconstruido la geometría de las capas en afloramientos puntuales. Normalmente la carencia de datos produce reconstrucciones esquemáticas que simplifican la geometría a patrones estándar, por ejemplo el basculamiento persistente de los estratos en una dirección. Este capítulo aporta la organización de la información a una escala intermedia, combinando cartografía, cortes estratigráficos, cortes geológicos, mapas de recubrimiento y, en afloramientos específicos, la toma detallada de buzamientos alrededor de la superficie de disconformidad. El objetivo es establecer el significado de las discordancias a techo del Cretácico inferior.

Discordancia del Albiense superior

La variedad de datos geológicos colectados en la Serra de Pegà y la calidad de afloramiento hacen de ésta una región potencialmente interesante para el estudio de la discordancia del Albiense superior, que trunca típicamente estratos a ángulos bajos. El corte estratigráfico de la figura 4.15 con distorsión del eje vertical y el corte geológico restituido de la figura 5.12b indican que la Formación de Pegà trunca la cresta de bloques basculados hacia el sur desplazados por fallas normales. El basculamiento produce diferencias de rumbo e inclinación de las capas sobre y bajo la discordancia y las fallas juxtaponen rocas distintas bajo la superficie de discordancia, lo que produce cambios de espesor bruscos. Así en el área adyacente al cabalgamiento de Las Aras, la Formación de Pegà cubre una sección estratigráfica cada vez más antigua siguiendo la dirección de las capas hacia el este, yaciendo respectivamente sobre las Margas de San Martín, la Calizas de San Roque o las dolomías del Jurásico. La angularidad de las capas, evidente en cartografía, se observa visualmente en la cabecera de un pequeño barranco (Fig. 4.29). El cálculo tras abatir las capas a la horizontal indica que el bloque adyacente al cabalgamiento de Las Aras se hallaba basculado hacia el SSO (Fig. 4.30). Una brusca adición de Margas de San Martín y Calizas de Cruz ocurre en el bloque superior de la falla de Sancerní, que se halla inclinado hacia el sur y truncado pendiente arriba (Figs. 4.15 y 4.17), llegando la superficie de discordancia a erosionar a las Calizas de San Roque en la extremidad norte de la sierra (Figs. 4.13, 4.14).

Al norte y al noroeste de la Serra de Pegà la Arenisca del Turbón cubre a la discordancia del Albiense superior y puede superponerse a la discordancia de la base del Cretácico para formar una profunda disconformidad (ver el mapa de recubrimiento de la figura. 4.4). Para Souquet (1967), Peybernès y Papon (1968) y Garrido-Megías (1973) esta disposición indica un basculamiento regional hacia el este de las rocas bajo la discordancia. La estructura es sin embargo más compleja; la angularidad entre capas raramente se aprecia en panorámica y en cambio puede probarse a través de varios ejemplos que las omisiones de sección estratigráfica más importantes ocurren cuando la discordancia albiense trunca fallas normales.

El primer ejemplo se encuentra al noreste de la Montaña del Turbón. Allí las Margas de San Martín y/o la Arenisca del Turbón yacen sobre el Keuper del bloque superior del cabalgamiento de Selvapiana y sobre una serie con Cretácico inferior y Jurásico en la Serra de Las Aras situada en el bloque inferior del cabalgamiento (Fig. 5.5.3). La interpretación avanzada del capítulo 5.5 es que el cabalgamiento de Selvapiana sigue en rellano la superficie de discordancia, cortando la falla normal de Sirès que limita por el norte la cuenca con Cretácico y Jurásico de Las Aras.

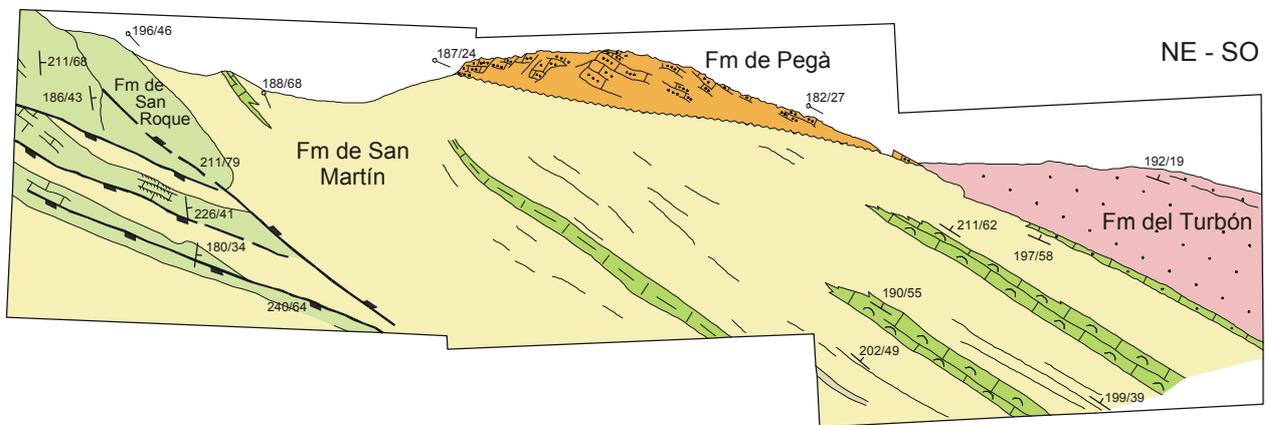


Fig. 4.29. a.- Panorámica de las calcarenitas de Pegà discordantes sobre las Margas de San Martín (situación en Fig. 5.4.3). La angularidad de las capas se debe a un cambio brusco de rumbo de unos 16° hacia el suroeste y a una disminución de 27 grados de inclinación en los estratos sobre la discordancia. La cartografía indica que a una escala más grande la angularidad es menor.

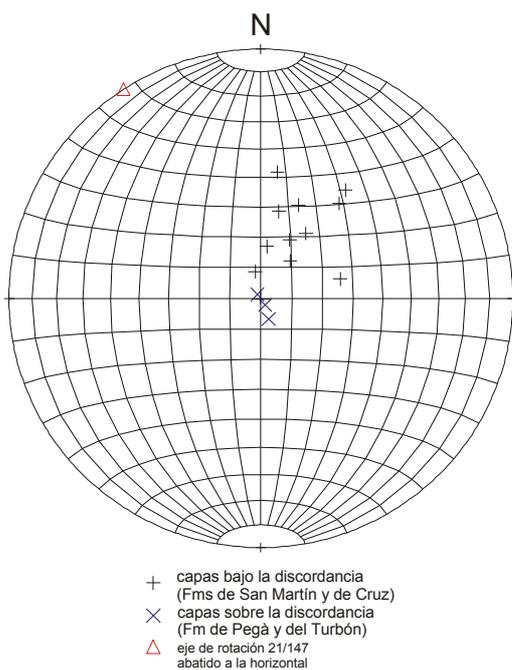


Fig. 4.30. Estereograma que muestra el basculamiento hacia el SSO de las Margas de San Martín tras desplegar a la horizontal la Formación de Pegà en el afloramiento de la figura 4.29. Para abatir la discordancia a la horizontal se ha usado un eje 21/147 obtenido por Piron et Chulion (1997) en pliegues de segundo orden cercanos al afloramiento en cuestión.

Otro ejemplo significativo se halla en el anticlinal del Turbón. La Arenisca del Turbón cubre al Dogger en el extremo sur del barranco de San Adrián y a las margas del Lías en el extremo norte (Fig. 4.31). El salto de casi 100 metros de nivel estratigráfico se localiza en una franja cubierta por depósitos glaciares y se interpreta producido por la truncación de una falla extensiva transversa al anticlinal que deprime el bloque sur.

Interpretada a gran escala, la discordancia del la base del Albiense superior se ha producido por el recubrimiento de un margen fallado y flexurado en extensión por series que postdatan la actividad de estas fallas.

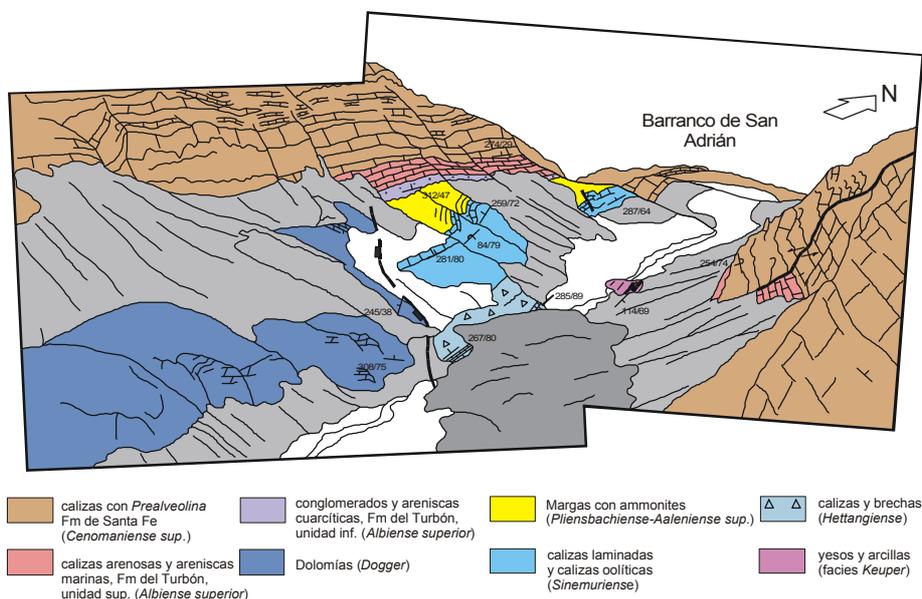


Fig. 4.31. Cambio abrupto de nivel estratigráfico del Jurásico bajo la discordancia de la Arenisca del Turbón interpretado como una falla normal truncada por la discordancia. Capas internas del anticlinal del Turbón en el valle glacial de San Adrián.

Discordancia Cenomaniense

La discordancia de la base de la Formación de Sopeira es visible junto al pueblo de Sopeira como una superficie de erosión cóncava inclinada hacia el sur unos 60 grados, que corta hacia el este estratos más antiguos de las Calizas de Aulet y se halla rellena por las Margas de Sopeira (Fig. 4.32). La terminación de las margas sobre la superficie de discordancia se evidencia por la convergencia de un nivel de glauconita, que en el río Noguera Ribagorçana se sitúa a 165 m sobre la discordancia (Drzewieckiy and Simó, 2000) y termina por acuñamiento en menos de 400 metros de distancia. Una toma detallada de buzamientos revela que con la excepción de un dato aislado, no existe cambio de rumbo ni de inclinación significativo en las capas bajo y sobre la discordancia (Fig. 4.33). Este hecho sugiere que es un relieve erosional, posiblemente una superficie de colapso por gravedad rellena por margas.

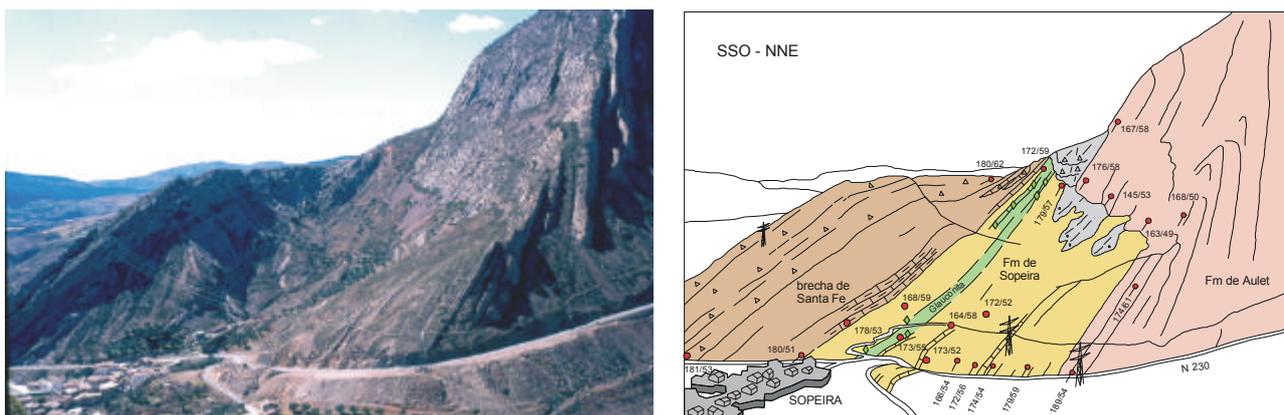
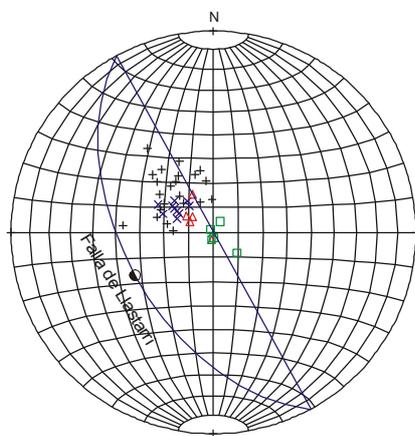
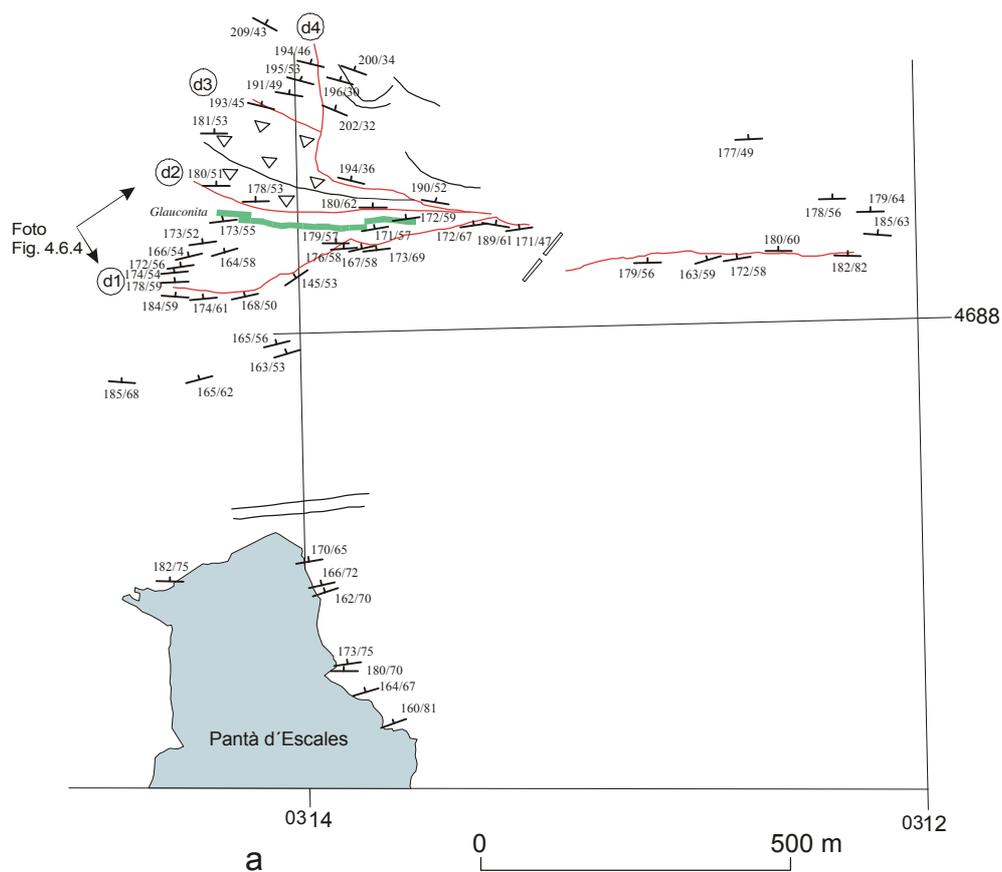


Fig. 4.32. La discordancia del Cenomaniense inferior en el pueblo de Sopeira. La Marga de Sopeira en facies de cuenca se acuña sobre una superficie de erosión de forma cóncava que trunca el techo de la caliza de plataforma somera de Aulet. Esta superficie se interpreta como una falla lístrica somera.

El contacto de la brecha de Santa Fe sobre las Margas de Sopeira se sitúa en el cambio litológico de margas a wackestones-packstones de grano fino retrabajados en deslizamientos y slumps (Drzewieckiy y Simó, 2000). Se ha detectado un ligero cambio de rumbo hacia el cuadrante suroeste de los primeros estratos de la brecha y un cambio de rumbo de 10-14 grados en las brechas más altas y en las calizas con *Pithonella* de edad Turoniense suprayacentes. La restitución de estas últimas a la horizontal revela que las Margas de Sopeira y las Calizas de Aulet buzán todavía unos 15 grados hacia el sureste (Fig. 4.33b). La dirección de plegamiento pre-Turoniense obtenida es remarcablemente perpendicular a la falla transversa de Llastarri, interpretada como una falla de transferencia de la cuenca extensiva de Aulet (Cap. 6).

La discordancia de la base de las Margas de Sopeira ha sido también examinada en la Serra Faiada, seis kilómetros al norte del pueblo de Sopeira (Fig. 4.34a). Aflora plegada y desplazada por fallas normales e inversas. La falla más importante denominada "A" en la figura tiene una separación próxima a 1km tomando como referencia la interrupción de las Calizas de Pegà. Extiende hacia el oeste la sección del bloque superior que contiene una secuencia expandida de Margas de Sopeira. Pendiente arriba esta falla no desplaza a la Formación de Santa Fe, por lo que se interpreta fosilizada por el Cenomaniense superior. Otras fallas normales de menores dimensiones están orientadas NO-SE y NE-SO y muestran erosión en sus bloques, con superficies suaves tapizadas por nódulos ferruginosos (Fig. 4.34).



+ Buzamientos en la Fm de Aulet
 x Buzamientos en la Fm de Sopeira
 Δ Buzamientos en la brecha de Santa Fe
 □ Buzamientos en la caliza de Pithonellas
 Rotado 48° en sentido dextro
 con eje 00/283

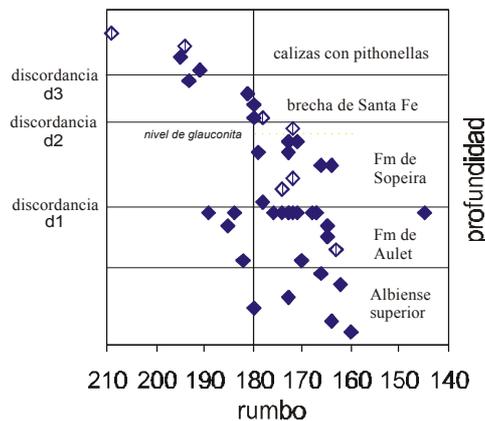


Fig. 4.33. a.- Mapa de buzamientos del Albiense superior-Cenomaniense mostrado pendiente abajo para una mejor visualización. d1, d2, d3 y d4 son discordancias que separan las Fms de Aulet, Sopeira, Santa Fe, calizas con *Pithonella* y turbiditas de Vallcarga respectivamente; b.- esterograma que muestra el basculamiento hacia el sureste del sustrato tras abatir las calizas con pithonellas a la horizontal con un eje 00/283 representativo del plegamiento de la sección pre-compresiva del Turoniense-Santoniense inferior; c.- diagrama transverso de profundidad vs. azimuts, realizado con los datos del mapa de buzamientos. Los cambios de rumbo más evidentes ocurren entre la Fm de Sopeira y la brecha de Santa Fe y entre la brecha de Santa Fe y la caliza con *Pithonella*.

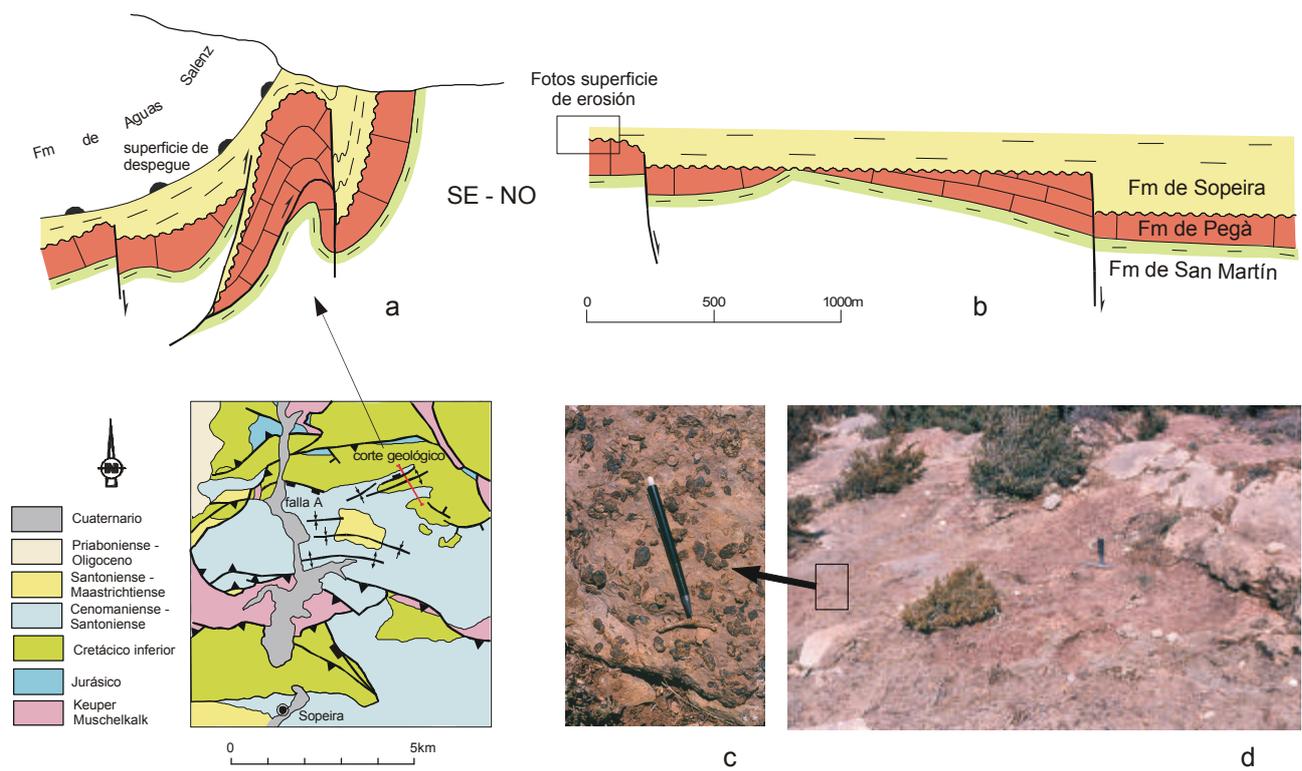


Fig. 4.34. La discordancia cenomaniense en Serra Faiada evidenciada por la truncación de la Fm de Pegà en los bloques de fallas normales que producen cambios de espesor en las Margas de Sopeira. a.- corte geológico que muestra geometrías de inversión tectónica que postdatan a la formación de la discordancia; b.- restitución del corte; c,d.- superficie de erosión de la base de la Fm de Sopeira tapizada por nódulos ferruginosos.