

EL CRETÁCICO INFERIOR DEL NORDESTE DE IBERIA

COORD .: RAMON SALAS, CARLES MARTÍN-CLOSAS

a de campo de las excursiones científicas realizadas durante el III Coloquio del Cretácico de España Morella, 1991



EL CRETÁCICO INFERIOR DEL NORDESTE DE IBERIA

Cuencas del Maestrazgo y de Aliaga - Penyagolosa (Cordillera Ibérica oriental)

> Cuenca de Organyà (Pirineo Central)

Coordinadores: Ramon Salas & Carles Martín-Closas

GUÍA DE CAMPO DE LAS EXCURSIONES CIENTÍFICAS REALIZADAS DURANTE EL III COLOQUIO DEL CRETÁCICO DE ESPAÑA. MORELLA, 1991 El Cretácico inferior del nordeste de Iberia.

Referències bibliogràfiques ISBN 84-475-1163-4

I. Salas, Ramon II. Martín-Closas, Carles III. Títol I. Cretaci 2. Península Ibèrica

© PUBLICACIONS UNIVERSITAT DE BARCELONA

la edició: Barcelona, desembre de 1995

Disseny gràfic de la coberta: Teresa Jordà

Dipòsit legal: B-36084-95

ISBN: 84-475-1163-4

Tots els drets d'aquesta publicació (inclòs el disseny de la coberta) PUBLICACIONS DE LA UNIVERSITAT DE BARCELONA

Direcció i administració de la publicació PUBLICACIONS DE LA UNIVERSITAT DE BARCELONA Gran Via, 585 08007 Barcelona Tel. 318 42 66, ext. 2183 Fax 318 52 6

INDICE

| PREFACIO | 9 |
|---|----|
| PREFACE | 11 |
| EVOLUCION TECTONOSEDIMENTARIA DE LAS CUENCAS DEL MAESTRAZGO Y ALIAGA - PENYAGOLOSA | |
| DURANTE EL CRETACICO INFERIOR | 13 |
| Marco Geológico | 15 |
| Introducción | 15 |
| Estructura de la Zona de Enlace | 16 |
| El Mesozoico de la Zona de Enlace | 18 |
| El Cretácico inferior de las Cordilleras Costera Catalana e Ibérica oriental | 19 |
| Historia de la subsidencia | 33 |
| Aporte y producción de sedimentos. Condiciones paleoclimáticas | 34 |
| Evolución de la plataforma carbonatada durante el intervalo | |
| jurásico superior - cretácico inferior | 36 |
| La estructura tectónica extensiva durante la etapa de | |
| <i>rift</i> jurásica superior - cretácica inferior | 37 |
| Evolución tectonosedimentaria del intervalo Jurásico superior - Cretácico inferior | 39 |
| Correlación con las principales fases de reorganización de las placas | |
| litosféricas en el dominio del Atlántico Norte y del Tetis Occidental | 43 |
| | |
| Bibliografía | 44 |
| Guia de la excursión | 49 |
| El Cretácico inferior del margen NE de la cuenca del Maestrazgo (Ports de Beseit). | |
| La estructura de la Zona de Enlace y la inversión neógena. | |
| Parada 1.1 | |
| Parada 1.2 | |
| Parada 1.3 | |
| Parada 1.4 | |
| Parada 1.5 | |
| Parada 1.6 | |
| Parada 17 | 59 |
| Parada 1 8 | |
| | |
| El sistema deltaico antiense basal. Variaciones del modelo deposicional general | |
| de plataforma urgoniana durante el Aptiense inferior y superior basal | |
| Mecanismos de control tectónicos y eustáticos | 64 |
| Parada 2 1 | 64 |
| Parada 2.2 | 64 |
| 1 W WMM 2.2 | |

| Parada 2.3 | 64 |
|---|------------|
| Parada 2.4 | |
| Parada 2.5 | 72 |
| Parada 2.6 | 75 |
| Parada 2.7 | 76 |
| La cuenca de Aliaga - Penyagolosa. Sedimentación sinrift de las facies Weald. | |
| La plataforma de carbonatos de la secuencia Aptiense superior. | |
| Dolomitización hidrotermal postaptiense. | |
| Parada 3.1 | |
| Parada 3.2 | |
| Paraaa 3.3 | ۸/ حو |
| Paraaa 3.4 | /ð 70 |
| Parada 2.6 | |
| Parada 3.0 Parada 3.7 | |
| El Cretérico inferior del morror essidentel de la supres del Massimore | |
| El Cretacico interior del margen occidental de la cuenca del Maestrazgo. | Q / |
| Parada 4 1 | 04 84 |
| Parada 4.2 | |
| Parada 4 3 | 85 85 |
| Parada 4 4 | |
| Parada 4.5 | |
| Parada 4.6 | 90 |
| EL CRETACICO INFERIOR DE LA CUENCA DE ORGANYA | |
| (LAMINA CABALGANTE DE BOIXOLS) | 95 |
| Contexto geológico. | 97 |
| Introducción | 97 |
| Marco geológico. La estructura de los Pirineos. El perfil ECORS | 97 |
| Evolución del dominio pirenaico en la transversal del perfil ECORS | |
| durante los tiempos alpinos | 100 |
| La lámina cabalgante de Bóixols. | 103 |
| La cuenca de Organyà. Estratigrafía | 104 |
| Evolución sedimentaria e historia tectónica | 120 |
| Paleogeografia y modelo de cuenca | 122 |
| Bibliografía | 124 |
| Guia de la excursión | 129 |
| El Flanco norte del sinclinal de Santa Fe. Berriasiense-Barremiense. | |
| Congost dels Tres Ponts | 129 |
| | 130 |
| Parada 2 | 130 |

| Parada 3 | |
|--|---------------------|
| Parada 4 | |
| Parada 5 | |
| Parada 6 | |
| Parada 7 | 131 |
| El flanco norte del sinclinal de Santa Fe, Antience Albience, Valle de Cabó | 127 |
| Parada 8 | |
| Parada 0 | |
| Parada 10 | |
| Parada 11 | |
| Parada 17 | 140 |
| Parada 13 | 140 |
| Parada 14 | 140 |
| 1 ur uuu 14 | |
| El flanco sur del sinclinal de Santa Fe. Secuencias de Senyús, | |
| Font Bordonera y Lluçà; plataforma de Roca Naireda. Aptiense-Albiense | |
| Parada 15 | 143 |
| Parada 16 | 144 |
| Cabalgamiento de Boixols, Secuencias de Senvús y Llucà, Antiense-Albiense | |
| Zácalo jurásico. Estructura extensional sinsedimentaria invertida de Bóixols | 146 |
| Parada 17 | 147 |
| Parada 18 | 147 |
| Parada 19 | 148 |
| Parada 20 | 148 |
| Elanco norte del sinclinal de Santa Fe, Secuencias de Senvús, Font Bordoneda | v Llucà |
| Antiense - Albiense Estructura extensional sinsedimentaria invertida de Deraci | y Diuşa. alc 150 |
| Parada 21 v 21' | 150 IS |
| Parada 22 | |
| 1 UI UUU 22 | |

PREFACIO

En el marco del III Coloquio del Cretácico de España, celebrado en Morella los días 6, 7 y 8 de Septiembre de 1991, bajo los auspicios del Grupo Español del Mesozoico, se realizaron las dos excursiones temáticas sobre el Cretácico inferior del nordeste de Iberia que ahora se recogen en este volumen. Por la diferencia de tiempo transcurrido entre la presentación de este libro guía y su publicación final se ha actualizado la bibliografía, añadiendo algunas referencias al final de este prefacio. Los pies de las figuras se han traducido al inglés para facilitar su comprensión a los lectores de lenguas no hispánicas.

La excursión precongreso tuvo lugar en la Cuenca de Organyà, situada en el Pirineo Central y la postcongreso en las cuencas del Maestrazgo y Aliaga-Penyagolosa, situadas en el extremo sudoriental de la Cordillera Ibérica.

El estudio del Cretácico inferior del nordeste de Iberia nos prueba que su desarrollo y evolución tuvieron lugar durante una etapa de *rift* generalizada que comprendería el intervalo hauteriviense terminal - albiense medio (Berástegui et al, 1990; Salas & Casas, 1993).

La etapa de *rift* cretácica inferior estuvo precedida por un período *postrift* neocomiense o de rifting moderado, que ocurrió durante el intervalo Valanginiense superior - Hauteriviense no terminal, y constituiría el período de subsidencia por relajación térmica de la importante etapa de *rift* del Jurásico superior. Sin embargo, en los sectores muy subsidentes de ciertas cuencas, como en el depocentro de la cuenca del Maestrazgo, la deformación extensiva apenas disminuyó durante el Neocomiense, produciéndose tan solo un corto período *postrift* hauteriviense y el efecto resultante es el de una larga etapa de *rift* Jurásico superior - Albiense medio (Salas & Casas, 1993).

Durante las etapas de *rift* se formaron estructuras extensivas que controlaron las secuencias de depósito y sus sistemas deposicionales. Algunas de estas estructuras fueron invertidas durante la compresión neógena, pero a pesar de ello aún son reconocibles sobre el terreno (Berástegui, 1990). En algunos sectores de la cuenca del Maestrazgo, Aliaga-Penyagolosa y Orpesa la inversión fue muy pequeña o no llegó a producirse, llegándose ha preservar algunos afloramientos espectaculares (Roca et al., 1994).

Existe un desarrollo paralelo de la Estratigrafía, las discontinuidades y la deformación extensiva entre la evolución del Mesozoico de las cuencas del este de Iberia (Salas & Casas, 1993), las cuencas de los márgenes del Atlántico Norte (Tankard & Balkwill, 1989) y la cuenca central sudpirenaica (Berástegui et al., 1990).

Los efectos de la abertura y expansión del Neotetis hacia el oeste en las cuencas intraplaca de lberia producirían, primero, una etapa de *rift* (Pérmico superior- Jurásico basal), seguida de otra de *postrift* (Jurásico inferior y medio). Más tarde, la etapa de *rift* jurásica superior - cretácica inferior, objeto de este libro guía, se relacionaría con la abertura del Atlántico Central.

Ramon Salas & Carles Martín-Closas

Referencias

- ROCA, E., GUIMERÀ, J., & SALAS, R., 1994. Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain. Geol. Mag., 131(2): 155-168.
- SALAS, R. & CASAS, A., 1993. Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during Alpine cycle of the eastern Iberian basin. Tectonophysics, 228: 33-55.

PREFACE

On the occasion of the III Colloquium on the Cretaceous of Spain, which took place in Morella on the 6th, 7th and 8th September 1991 sponsored by the Spanish Group of Mesozoic, there were two field trips to illustrate the present knowledge of the Lower Cretaceous of Northeastern lberia. These excursions are the object of the present guide-book. In the period passed between when this guide-book was written and its final publication, new results were published which represent a significant increase in our previous knowledge. These publications in international journals, which are referenced at the end of the foreword, together with the figure captions of this guide-book, which have been translated in English, will help the English reader to obtain the information necessary to understand the Lower Cretaceous of Northeastern Iberia.

The precongress excursion was in the Organyà Basin (Central Pyrenees) whereas the postcongress excursion took place in the Maestrat and Aliaga-Penyagolosa Basins, which are located at the Southeastern end of the Iberian Ranges.

Studies on the Lower Cretaceous of Northeastern Iberia indicate that the evolution of basins mainly occurred during a generalized stage of rifting, which lasted from the Late Hauterivian until the Middle Albian (Beràstegui et al., 1990; Salas & Casas, 1993).

The Early Cretaceous rift stage was preceded by a Neocomian (Late Valanginian to Late Hauterivian) postrift stage, or moderate rift stage, related to the thermal relaxation of the lithosphere, which was subsequent to the main Late Jurassic rift period. However, in the most subsident areas of particular basins, such as the Maestrat basin, the extensional deformation was almost continuous throughout the Early Cretaceous and this resulted in a long rift, lasting from Upper Jurassic to Middle Albian with only a short Hauterivian postrift interval (Salas & Casas, 1993).

During rift stages extensional structures developed and controlled the depositional sequences and their depositional systems. Some of these structures were later inverted during the Neogene compressive stages, but are still identifiable in the field (Beràstegui et al., 1990). In particular sectors of the Maestrat, Aliaga-Penyagolosa and Orpesa Basins, inversion was limited enough to allow unique outcrops to be preserved. (Roca et al., 1994).

We noticed strong parallelisms between sedimentation, stratigraphic discontinuities and extensional tectonics of Northeastern Iberian basins (Salas & Casas, 1993), the Atlantic margin basins (Tankard & Balkwill, 1989) and the Central South-Pyrenean basins (Beràstegui et al., 1990). The opening of the Neotethys towards the West produced a particular evolution of Iberian intraplate basins. Firstly, a rift phase is recorded lasting from the Late Permian to the Early Jurassic. A postrift stage followed during the Early and Middle Jurassic. Later on, the Late Jurassic to Early Cretaceous rift stage, which is the object of the present guide book, was related to the Central Atlantic opening.

Ramon Salas & Carles Martín-Closas

References

- ROCA, E., GUIMERÀ, J., & SALAS, R., 1994. Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain. Geol. Mag., 131(2): 155-168.
- SALAS, R. & CASAS, A., 1993. Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during Alpine cycle of the eastern Iberian basin. Tectonophysics, 228: 33-55.

EVOLUCION TECTONOSEDIMENTARIA DE LAS CUENCAS DEL MAESTRAZGO Y ALIAGA - PENYAGOLOSA DURANTE EL CRETACICO INFERIOR

R. SALAS (1) C. MARTIN-CLOSAS (2) X. QUEROL (3) J. GUIMERA (2) E. ROCA (2)

- (1) Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica, Universitat de Barcelona, 08071 Barcelona.
- (2) Departament de Geologia dinàmica, Paleontologia i Geofísica, Universitat de Barcelona, 08071 Barcelona.
- (3) Institut de Ciències de la Terra "Jaume ALmera", Ll. Solé i Sabarís s/n, 08071 Barcelona.

MARCO GEOLOGICO

Introducción

El área de estudio puede considerarse formada por la conjunción de las grandes alineaciones tectónicas del NE peninsular: 1) la Cordillera Costera Catalana (NE-SW) y la Cordillera Ibérica (NW-SE). También la dirección E-W domina en la zona de estudio y caracteriza la denominada Zona de Enlace entre las dos cordilleras (Fig. 1).



Fig. 1.- Mapa geológico simplificado del área estudiada. Al, Albarracín; B, Barcelona; Bu, Bunyol; CP, Castelló de la Plana; Mo, Montalbán, Pr, Portalrubio; V, València; Va, Vandellós. Modificada de Guimerà & Alvaro (1990).

Fig. I.- Simplified geological map of the study region. Al: Albarracín; B: Barcelona; Bu: Bunyol; CP: Castelló de la Plana; Mo: Montalbán; Pr: Portalrubio; V: València; Va. Vandellós. After Guimerà & Alvaro, 1990. En la literatura geológica clásica se suele utilizar la denominación de Maestrazgo, o Maestrat, para designar el área geográfica que comprende el sector oriental de la Cordillera Ibérica y la Zona de Enlace con la Cordillera Costero Catalana. Históricamente el nombre procede de la jurisdicción que ejercía el Maestre de la orden militar de Montesa (1317-1592) sobre una extensa porción de territorio que comprendía las actuales comarcas de: Alt Maestrat, Baix Maestrat, una parte de la Plana Alta y una parte del Alcalatén. Sant Mateu era el lugar de residencia del Maestre y llegó a ser la capital jurídica y militar del Maestrazgo histórico.

Algunas veces se acostumbra a extender abusivamante el nombre de Maestrazgo a la comarca de Els Ports de Morella e incluso a otras comarcas aragonesas vecinas. Esta costumbre tiene su origen en una antigua demarcación militar carlista que fue establecida por el general Cabrera sin ninguna justificación histórica. A toda esta confusión semántica se suma la denominada "Mancomunidad turística del Maestrazgo", que es un ente turístico interprovincial que comprende varios pueblos de las provincias de Castelló y Teruel.

Pero en la literatura geológica de los últimos cinco años se observa una clara tendencia a denominar como Zona de Enlace al área geográfica en cuestión, reservándose el nombre de Maestrazgo sólo para designar a una cuenca sedimentaria concreta. Este es el criterio que creemos más acertado y que seguiremos en el presente trabajo.

Las cuencas del Maestrazgo y de Aliaga-Penyagolosa tienen una especial significación durante el Jurásico superior y el Cretácico inferior y forman parte del gran conjunto denominado de las cuencas mesozoicas intracontinentales del margen oriental de la placa ibérica (Iberia). Durante la etapa Kimmeridgiense - Albiense medio tuvo lugar una importante fase de rift que se sobreimpuso a la primera fase de rift triásico. Este rift configuró y estrucuró las cuencas del E de Iberia durante el Malm y el Cretácico inferior, a la vez que condicionó los tipos de sistemas deposicionales y la naturaleza de los sedimentos.

El objetivo principal de esta excursión es mostrar una selección de estructuras extensivas sinsedimentarias y su relación con la configuración secuencial de la sedimentación durante el Jurásico terminal y el Cretácico inferior. A tal efecto se ha organizado la excursión en cuatro etapas de una jornada de duración.

En la primera etapa se estudia el margen NE de la cuenca del Maestrazgo, con importantes depósitos de carbonatos de agua dulce, lateritas y carbón subbituminoso. Las estructuras extensivas sinsedimentarias y su inversión durante el Neógeno. La seguda etapa está dedicada al estudio del sistema deltaico del Aptiense basal y de dos tipos de plataforma de carbonatos, de edad aptiense inferior, controladas por mecanismos tectónicos extensivos. Durante la tercera etapa se estudia la cuenca de Aliaga - Penyagolosa, la sedimentación terrígena siliciclástica neocomiense - barremiense (facies Weald), la dolomitización hidrotermal y el margen de plataforma aptiense superior con fenómenos de resedimentación controlados por el régimen extensivo regional. La última etapa está dedicada al sector de Catí, en el margen W de la cuenca del Maestrazgo, la sedimentación neocomiense y la influencia de las zonas de umbral de Montalbán - Orpesa y de la Serra del Turmell.

Estructura de la Zona de Enlace

En la región que comprende la Cordillera Costera Catalana y la parte oriental de la Cordillera Ibérica hay tres direcciones de estructuras compresivas principales (Fig. 1): NE-SW, NW-SE y, la tercera, aproximadamente E-W, marcadas por la existencia de cabalgamientos, fallas y pliegues. La dirección NE-SW domina en la Cordillera Costera Catalana, mientras que la NE-SW domina en la Cordillera Ibérica; las dos están ligadas a grandes fallas de zócalo visibles cuando éste aflora (Guimerà y Alvaro, 1990). En la Cordillera Costera Catalana dichas fallas NE-SW tuvieron un movimiento predominantemente siniestro durante la compresión alpina (Guimerà, 1984; Julià y Santanach, 1984); en la Cordillera Ibérica las fallas NW-SE tuvieron un movimiento predominantemente inverso, pero con un cierto componente dextro (Alvaro et al., 1979; Guimerà, 1984). En la Zona de Enlace entre las dos (Guimerà, 1983; 1984) es la dirección estructural E-W la dominante en la cobertera mesozoica fracturada y plegada y, a partir de ella, se puede deducir la existencia de fracturas de esta dirección en el zócalo, que no aflora.

Las tres direcciones de fallas de zócalo han tenido una gran importancia en la paleogeografía del Mesozoico (Alvaro et al., 1979) -sobre todo durante el Malm y el Cretácico inferior (Salas, 1983); así pues, son accidentes anteriores a la deformación alpina.

La edad de la formación de las estructuras compresivas es eocena-oligocena, tal como se deduce de su relación con los sedimentos de dicha edad en los bordes meridionales de la Cuenca del Ebro y en las depresiones terciarias internas de las Cordilleras Ibérica y Costera Catalana.

La edad eocena de la deformación compresiva solamente se ha podido identificar con seguridad en la Cordillera Costera Catalana, donde la deformación comienza en el Eoceno inferior-medio y se prolonga hasta el Oligoceno superior (Anadón et al., 1979; Anadón et al., 1985).

En la Cordillera Ibérica y en la Zona de Enlace la deformación compresiva importante debió comenzar durante el Oligoceno y acabar en el Oligoceno terminal o Mioceno basal (Riba y Rios, 1960; Riba et al., 1971; Viallard, 1973; Canérot, 1974; Díaz Molina y López Martínez, 1979; Adrover et al., 1983; Pardo et al., 1984). Las edades de todos los yacimientos estudiados hasta ahora en materiales sin o tarditectónicos con respecto a los cabalgamientos y pliegues de la parte frontal de la Zona de Enlace dan, como edades más modernas, el Oligoceno superior-terminal (Cabrera, 1983; Agustí et al., 1983).

Posteriormente a los pliegues y cabalgamientos que marcan las tres direcciones descritas, se desarrollaron unas fosas limitadas por fallas predominantemente normales -estructuras distensivas-. Dichas fosas se sobreimpusieron a las estructuras anteriores (Julivert et al., 1974, Guimerà, 1988, Roca y Guimerà, 1992), y se formaron aprovechando los accidentes de zócalo anteriormente descritos: fosas NE-SW en la Cordillera Costera Catalana y en la parte oriental de la Cordillera Ibérica y la Zona de Enlace, y fosas predominantemente NW-SE en la mayor parte de la Cordillera Ibérica. Al sur de la Zona de Enlace, en el área de intersección entre ambas directrices, se produjo una extensión de la cobertera mesozoica sin que llegaran a formarse fosas comparables a las anteriores.

Las edades de los sedimentos más antiguos que rellenan buena parte de las fosas corresponde al Mioceno inferior. En la fosa del Vallès-Penedès (Cabrera, 1981; Anadón et al., 1983, Bartrina et al., 1992) es a partir del Burdigaliense inferior cuando se sedimentan grandes potencias de materiales de una manera generalizada. En la fosa de Teruel (Cordillera Ibérica), y en las cubetas de Rubielos de Mora y de Ribesalbes (sur de la Zona de Enlace) los sedimentos más antiguos corresponden al Aragoniense inferior (Anadón et al., 1983). Finalmente, los datos existentes sobre las fosas costeras del Baix Maestrat (Anadón et al., 1983) apuntan hacia una edad miocena inferior para sus sedimentos más antiguos.

El Mesozoico de la Zona de Enlace

Durante el Mesozoico (hasta 6.500 m de potencia) la sedimentación es mayoritariamente carbonatada, se trata principalmente de carbonatos marinos de aguas someras, aunque también se registran etapas menores de carbonatos de aguas más profundas y de cuenca. Durante la etapa de rift triásica la sedimentación terrígena siliciclástica es importante. En el Jurásico y Cretácico las entradas de terrígenos siliciclásticos y los carbonatos de agua dulce se situan, en determinados momentos, en las zonas marginales de las cuencas. El tránsito Jurásico - Cretácico es una de estas etapas, caracterizada por presentar momentos críticos de la sedimentación marina, se trata de las conocidas facies Purbeck y Weald. De nuevo, durante el Albiense medio y superior, la sedimentación es de tipo terrígeno, con la deposición de las características facies Utrillas.

El Mesozoico de la Cordillera Costero Catalana y del sector oriental de la Cordillera Ibérica se puede dividir en cuatro grandes unidades estratrigráficas limitadas por discontinuidades o grandes Secuencias de Depósito (supersecuencias) en el sentido de Vail et al.(1977): 1) Triásico (Pérmico superior - Retiense); 2) Jurásico (Hettangiense - Berriasiense); 3) Cretácico inferior (Berriasiense terminal - Albiense medio) y 4) Cretácico superior (Albiense superior - Senoniense) (Salas, 1985; 1987). Estas supersecuencias de depósito están limitadas por cuatro grandes discontinuidades que pueden presentarse como disconformidades y/o discordancias angulares. Al mismo tiempo se observa, a gran escala, como el grado de recubrimiento expansivo (*onlap*) aumenta considerablemente de cada supersecuencia respecto a la subyacente.

Teniendo en cuenta otras discontinuidades de orden menor, se pueden distinguir, además, 25 secuencias de depósito en el intervalo Pérmico superior - Senoniense (Salas, 1987). También pue-



Fig. 2.- Corte estratigráfico del Triásico - Cretácico inferior de las cuencas mesozoicas del E de Iberia. El datum es el límite inferior de la supersecuencia cretácica superior, base de la Em Utrillas. La cuenca del Maestrazgo está dividida en tres subcuencas (El Perelló, La Salzedella, Penyagolosa) mediante dos umbrales. El Umbral de Tarragona actuó como una zona importante de horst durante la sedimentación mesozoica. La geometría del corte indicaría que la rotación de los bloques del zócalo estaría relacionada con fallas lístricas. Las flechas señalan el solapamiento progresivo de las unidades del Cretácico inferior sobre el zócalo Jurásico erosionado.

Fig. 2.- Cross-section of Triassic-Middle Albian units along the Eastern part of the Iberian basin. The datum is the lower boundary of the Upper Cretaceous supersequence. The prominent Maestrat basin is divided into three sub-basins (El Perelló, La Salzedella, and Penyagolosa) by means of two paleotopographic highs. The Tarragona high played the role of a prominent horst during Mesozoic sedimentation. The cross-section geometry suggests that basement block rotation was probably related to listric faults. Arrows point out the progressive onlapping of the lower Cretaceous units over the eroded Jurassic basement. de observarse, a menor escala, como el grado de recubrimiento expasivo (*onlap*) es progresivamente mayor entre cada secuencia (Fig. 2).

Las cuatro grandes secuencias de depósito o supersecuencias son correlacionables con los superciclos globales de cambios relativos del nivel del mar de Vail et al.(1977), mientras que las secuencias de depósito menores lo son con los ciclos de tercer orden o con grupos de ellos.

El Cretácico inferior de las cordilleras Costera Catalana e Iberica oriental

El registro sedimentario cretácico inferior de la zona de estudio constituye un gran ciclo sedimentario limitado por discontinuidades significativas. A este ciclo se le ha denominado Supersecuencia de depósito cretácica inferior o Megasecuencia cretácica inferior (Salas, 1985). Esta gran unidad estratigráfica comprende (más de 2.400 m de potencia) desde el Berriasiense terminal hasta el Albiense medio. El Cretácico inferior está formado principalmante por carbonatos marinos de aguas someras y en menor proporción por carbonatos marinos de aguas más profundas. Durante la etapa valanginiense - barremiense se depositan importantes espesores de carbonatos de agua dulce, sobre todo en los sectores marginales de las cuencas. La sedimentación terrígena siliciclástica es simpre importante en la cuenca más occidental de Aliaga-Penyagolosa. Sin embargo, en determinados momentos, las entradas detríticas pueden llegar a invadir por completo a toda una cuenca carbonatada, como ocurre en el Aptiense basal o durante el Albiense en la cuenca del Maestrazgo.

Los materiales del Cretácico inferior son, sin duda alguna, los mejor desarrollados de la zona zona de estudio, especialmente en el sector central, donde llegan a aflorar casi con exclusividad (Fig. 4).

Unidades biestratigráficas

Las distintas biozonaciones que se han utilizado para la división cronoestratigráfica del Cretácico inferior son las siguientes: 1) ammonites, 2) foraminíferos bentónicos, 3) algas calcáreas marinas y 4) carofitas.

Biozonación de ammonites

Durante el Cretácico inferior hay dos etapas ricas en estos fósiles: Hauteriviense y Aptiense -Albiense inferior. Para el Hauteriviense se ha utilizado la biozonación de Busnardo (1984) establecida para el dominio de la Mesogea. Para los materiales del Aptiense - Albiense inferior se ha usado la biozonación de Casey (1961).

Biozonación de foraminíferos bentónicos

En las facies marinas someras, desprovistas de ammonites pero ricas en foraminíferos bentónicos, se han utilizado estos fósiles como base cronoestratigráfica. Concretamente se ha empleado la biozonación de Canerot et al. (1982) y la biozonación de orbitolínidos de Schroeder. La zonación establecida por Schroeder & Cherchi (1981) para el Aptiense del corte de Villarroya de los Pinares ha resultado ser de una gran utilidad, sobre todo al permitir correlacionar formas de ammonites con orbitolínidos.

Biozonación de algas calcáreas marinas

Al igual que para el Jurásico superior, se ha adoptado la biozonación de algas calcáreas marinas propuesta por Canerot (1979) para el Malm y el Cretácico inferior de la zona estudiada.

Biozonación de carofitas

Se ha utilizado la biozonación de carofitas propuesta por Martín-Closas (1989) y de Martín-Closas & Schudack (en prensa) para el área estudiada durante el intervalo Titónico - Cenomaniense (Fig. 3).



Fig. 3.- Biozonación de la carofitas del Malm y el Cretácico inferior para la cuenca ibérica. Modificado de Martín-Closas & Schudack (en prensa).

Fig. 3.- Charophyte biozonation of the Malm and Early Cretaceous of the Iberian basin. Modified from Martín-Closas & Schudack (in press).

Unidades litoestratigráficas

El Cretácico inferior del sector central de la Cordillera Ibérica y de la zona de Enlace con la Cordillera Costera Catalana ("Maestrazgo") fue dividido por primera vez en unidades litoestratigráficas formales en el trabajo de Canerot et al. (1982). En dicho trabajo las unidades litoestratigráficas del Cretácico inferior se han reunido en tres grupos, atendiendo principalmente a criterios de tipo paleogeográfico: 1) Grupo de Morella ("Maestrazgo" oriental y occidental), 2) Grupo de Aliaga (para la cuenca de Aliga - Penyagolosa o de Mora de Rubielos) y 3) Grupo de Josa (para la cuenca de Oliete).

Trabajos posteriores (Salas, 1987, 1989; Martín-Closas & Salas, 1988, 1989; Martín-Closas, 1989 y Querol, 1990) han conducido a la definición de algunas unidades litoestratigráficas nuevas para el Cretácico inferior de las denominadas cuencas del Maestrazgo y de Aliaga-Penyagolosa. Estas unidades fueron definidas formalmente por Salas (1987) y se integran en la figura 4, donde se muestra sus relaciones geométricas y la división o reunión en secuencias de depósito. En otros casos tan sólo se han introducido cambios en la edad de la unidades litoestratigráficas primitivas (Figs. 4, 5, 6).

Estratigrafía secuencial

El límite inferior de la megasecuencia o supersecuencia de depósito cretácica inferior es normalmente una disconformidad de edad finiberriasiense, aunque localmente puede ser una discordancia, como ocurre en la zona de El Castellar-Barranco de Montoro, situada en el sector sur de la cuenca de Aliaga-Penyagolosa. Este límite inferior comporta la entrada significativa de terrígenos siliciclásticos y el desplazamiento importante de la cuña litoral de agua dulce hasta el depocentro de la cuenca del Maestrazgo. La etapa de erosión y no sedimentación que conlleva esta discontinuidad finiberriasiense puede llegar a ser muy importante y abarcar la etapa Berriasiense terminal - Aptiense inferior, aunque frecuentemente suele ser Berriasiense terminal - Hauteriviense superior no terminal, como ocurre en el sector de Mirambell y en la mayor parte de la Cordillera Ibérica Central. La megasecuencia cretácica inferior comprende desde el Berriasiense terminal al Albiense medio (Figs. 4, 5, 6).

El límite superior está representado por una importante disconformidad en la base Fm Utrillas (Albiense superior) y localmente también puede aparecer como una discordancia en los sectores más marginales. La laguna estratigráfica asociada se va haciendo más importante hacia los márgenes septentrionales de las cuencas, donde pueden llegar a faltar varias unidades estratigráficas e incluso la propia Fm Utrillas. En este caso se disponen directamente los niveles marinos transgresivos del Cenomaniense sobre el substrato erosionado.

En el área de estudio se pueden distinguir, por lo menos, diez secuencias deposicionales (SD) dentro de la megasecuencia cretácica inferior: 1) SD berriasiense terminal-valanginiense inferior (K1.1), 2) SD valanginiense superior (K1.2), 3) SD hauteriviense (K1.3), 4) SD hauteriviense terminal-barremiense basal (K1.4), 5) SD barremiense inferior (K1.5), 6) SD barremiense superior (K1.6), 7) SD barremiense terminal - aptiense basal (K1.7), 8) SD aptiense inferior (K1.8), 9) SD aptiense superior (K1.9), y 10) SD albiense inferior - medio (K1.10) (Salas, 1985, 1987, 1989; Martín-Closas, 1989; Querol, 1990) (Figs. 4, 5, 6).

La mayor parte de estas secuencias de depósito son correlacionables con ciclos de tercer orden de Haq et al. (1987). Solamente en el caso de las secuencias hauteriviense y albiense inferior se correlacionan con grupos de cuatro o dos ciclos de tercer orden. Concretamente se sitúan desde el ciclo de segundo orden (superciclo) ZB-2 a la mitad inferior del ZC-1.



Fig. 4.- Panel de correlación cronoestratigráfica de las unidades litoestratigráficas y las secuencias de depósito del intervalo Malm - Cretácico de las cuencas del margen oriental de Iberia.

Fig. 4.- Chronostratigraphic section of the litologic units and depositional sequences of the Malm and Cretaceous in the Eastern Iberian Basin.

A continuación se describen someramente cada una de las secuencias de depósito de la megasecuencia cretácica inferior.

La secuencia de depósito berriasiense terminal-valanginiense inferior (K1.1).

La SD berriasiense terminal-valanginiense inferior (hasta 250 m de potencia) está formada por cuatro unidades litoestratigráficas: la Fm Mangraners (en parte), la Fm En Siroll, la Fm Polacos y la Fm Mora. El límite inferior de la secuencia es la discontinuidad principal finiberriasiense, de la base de la supersecuencia cretácica inferior, descrita anteriormente. El límite superior es una discontinuidad intravalanginiense inferior y que se manifiesta por una etapa de erosión importante, carst y entradas de terrígenos siliciclásticos A la vez se produce nuevamente un desplazamiento importante de la cuña litoral de agua dulce hasta el depocentro de la cuenca del Maestrazgo. En los sectores marginales de las cuencas su efecto se ve más realzado por el menor grado de recubrimiento expansivo de esta secuencia en relación con la subyacente. La amplitud de la laguna estra-tigráfica relacionada con esta discontinuidad puede abarcar el resto del registro valanginiense y



Fig. 5.- Las secuencias de depósito y las unidades litoestratigráficas de la cuenca del Maestrazgo y sus relaciones geométricas durante el intervalo Oxfordiense - Albiense. 1, Disconformidad y o discordancia; 2, Disconformidad con laterización; 3, Paraconformidad a conformidad relativa; 4, Conformidad; 5, Carbonatos marinos someros; 6, Carbonatos de plataforma profunda y cuenca; 7, Carbonatos de agua dulce; 8, Carbonatos anóxicos; 9, Terrigenos siliciclásticos; 10, Dolomías,

Fig. 5.- Depositional sequences and lithostratigraphic units in the Maestrat basin and their geometrical relations during Oxfordian - Albian interval. 1. Disconformity and or unconformity; 2, Disconformity with laterisation; 3, Paraconformity to conformity; 4, Conformity; 5, Shallow marin carbonates; 6, Deeper platform carbonates and basin; 7, Freshwater carbonates; 8, Anoxic carbonates; 9, Terrigenous siliciclastics; 10, Dolomites.

ξ



Fig. 6.- Correlación estratigráfica entre las cuencas del Maestrazgo y Aliaga-Penyagolosa.

Fig. 6.- Stratigraphic correlation between the Maestrat and Aliaga-Penyagolosa basins.

todo el hauteriviense. Esta situación es característica de las cuencas del Perelló y de Salou-Garraf (Salas, 1987) (Figs.4, 5, 6).

La SD berriasiense terminal-valanginiense inferior se correlaciona con el ciclo global de tercer orden de Haq et al. (1987) ZB-2.1.

La secuencia de depósito valanginiense superior (K1.2).

La secuencia de depósito valanginiense superior (hasta 350 m de potencia) está formada por dos unidades litoestratigráficas: la Fm Bastida y el Mb Roca del Aliga. Su límite inferior es la discontinuidad intravalanginiense inferior mencionada anteriormente. El límite superior es una paraconformidad de edad finivalanginiense relacionada con entradas de terrígenos siliciclásticos y desplazamiento de la cuña de agua dulce hacia el depocentro de la cuenca del Maestrazgo, pero esta vez, sin llegar a alcanzarlo (Salas, 1987) (Figs. 4, 5, 6).

La secuencia de depósito valanginiense superior se correlacionaría con el ciclo global de tercer orden ZB-2.2. de Haq et al (1987).

La secuencia de depósito hauteriviense (K1.3.).

La secuencia de depósito hauteriviense (hasta 200 m de potencia) está integrada por cinco unidades litoestratigráficas: La Fm Gaita, la Fm Llàcova, la Fm Herbers, la Fm Avellà y la parte inferior de la Fm Castellar. Su límite inferior es la discontinuidad finivalanginiense ya descrita anteriormente. El límite superior es la discontinuidad finihauteriviense que comporta la exposición subaérea de un importante sector marginal de todas las cuencas, con la consiguiente carstificación. Estos fenómenos están relacionados con la migración hacia cuenca de la cuña costera de agua dulce. Sobre este substrato carstificado se desarrollan suelos lateríticos que jalonan este límite con gran precisión (arcillas lateríticas tipo 2 de Combes, 1969) (Salas, 1986b, 1987) (Figs. 4, 5, 6).

La secuencia de depósito hauteriviense es correlacionable con el conjunto de cuatro ciclos globales de tercer orden: ZB-2.3 a ZB-2.5 y ZB-3.1 de Haq et al. (1987).

Las secuencias de depósito desde el Hauteriviense terminal al Aptiense basal (K1.4 - K1.7).

Son cuatro las secuencias de depósito que van desde el Hauteriviense terminal al Aptiense basal y corresponden a la antigua secuencia de depósito barremiense de Salas (1987). Estas secuencias son: 1) SD hauteriviense terminal -barremiense basal (K1.4) (hasta 150 m de potencia), 2) SD barremiense inferior (K1.5) (hasta 100 m de potencia), 3) SD barremiense superior (K1.6) (hasta 200 m de potencia) y 4) SD barremiense terminal - aptiense basal (K1.7) (hasta 300 m de potencia) (Figs. 4, 5, 6).

El límite inferior de la secuencia hauteriviense terminal-barremiense está representado por la discontinuidad finihauteriviense descrita anteriormente. El límite superior y los límites entre las tres secuencias superiores restantes son también niveles de carstificacion y laterización (arcillas lateríticas tipo 3 de Combes, 1969).

Finalmente, el límite superior de la secuencia barremiense terminal - Aptiense basal, está marcado por una importante entrada de terrígenos siliciclásticos que invaden prácticamente la totalidad del área de estudio (Fm Morella y Fm Cervera). La edad de esta discontinuidad es infraaptiense (Figs. 7, 8, 9).

El conjunto de las cuatro secuencias de depósito que aquí se tratan está formado por las unidades litoestratigráficas con rango de formación: Fm Cantaperdius, Fm Artoles y la parte superior de



Fig. 7.- Columna sintética del sistema deltaico del Aptiense basal.

Fig. 7.- Synthetic column of the Lowermost Aptian deltaic system.

la Fm Castellar y la Fm Camarillas. La Fm Artoles en la cuenca del Maestrazgo y en el sector de Morella se divide en tres miembros: Mb Mas de Querol, Mb Torre Segura y Mb La Lloma (Salas, 1987, 1989).

Cada una de las cuatro secuencias de depósito estudiadas es correlacionable con un ciclo global de tercer orden de Haq et al. (1987), concretamente con los ciclos que van desde ZB-3.2 a ZB-3.5.

La secuencia de depósito aptiense inferior (K1.8).

La secuencia de depósito aptiense inferior (hasta 800 m de potencia) está constituida por cinco unidades litoestratigráficas: la Fm Morella , la Fm Cervera, la Fm Xert, la Fm Forcall y la barte basal de la Fm Villarroya (calizas de *Toucasia*) (Figs. 4, 5, 6,). El límite inferior es la discontinuidad infraaptiense descrita anteriormente (Figs. 7, 8, 9). El límite superior es una disconformidad que pasa a conformidad hacia centro de cuenca y que afectaría, sobre todo en los sectores marginales, a las calizas de *Toucasia* (base de la Fm Villarroya) del techo de la secuencia. En el margen NE de la cuenca del Maestrazgo (sector dels Ports de Beseit), estas calizas se encuentran afectadas por la erosión prealbiense y fosilizadas directamente por las arcillas y carbones de la Fm Escucha. En el caso concreto de la Font del Teix, en la cabecera del rio Matarranya (Barranc de la Cosco-



Fig. 8.- Paleogeografía y distribución de facies del sistema deltaico del Aptiense basal. 1, Zonas sin sedimentación y o erosión. 2, Llanura deltaica superior (fluvial). 3, Llanura deltaica inferior (mareal). 4, Prodelta.

Fig.8.- Paleogeography and facies distribution in the Lowermost Aptian deltaic system. 1, Non sedimentation and or erosion. 2, Upper delta plain. 3, Lower delta plain (tidal flat). 4, Prodelta.



Fig. 9.- Modelo deposiconal del sistema deltaico aptiense basal (Em Morella, Em Cervera) y la relación con la transgresión aptiense inferior. 1, Em Artoles. 2, Prodelta, Mb Càlig. 3, Llanura deltaica mareal, Em Cervera. 4, Llanura deltaica fluvial, Em Morella, 5, Facies de abondono, Em Morella. 6, Plataforma somera, Em Xert.

Fig. 9.- Depositional model of the Lowermost Aptian deltaic system (Morella Fm, Cervera Fm) and its relation to the Lower Aptian transgression. 1, Artoles Fm. 2, Prodelta, Càlig Mb. 3, Tidal delta plain, Cervera Fm. 4, Fluvial delta plain, Morella Fm. 5, Abandonment facies, Morella Fm. 6, Shallow platform, Xert Fm.

llosa), se produjo el basculamiento del basamento por la acción de una falla sinsedimentaria que dio lugar a una espectacular discordancia.

La secuencia de depósito aptiense inferior es correlacionable con el ciclo global de tercer orden ZB-4.1 de Haq et al. (1987).

La secuencia de depósito aptiense superior (K1.9).

La secuencia de depósito aptiense superior (hasta 300 m de potencia) está formada por dos unidades litoestratigráficas: el Mb Benassal y el Mb Iglesuela (Figs. 4, 5, 6). El límite inferior es la discontinuidad intraaptiense descrita anteriormente. El límite superior es la importante discontinuidad que existe a la base de la Fm Escucha. Esta discontinuidad se suele presentar como una disconformidad y localmente también como una discordancia. La laguna estratigráfica asociada se va haciendo más importante hacia los márgenes septentrionales de las cuencas, asi, en toda la franja comprendida entre Beseit y Andorra, la Fm Escucha se dispone sobre materiales erosionados del Lias-Dogger (Fig. 13). Sin embargo, la laguna es mínima al S de la línea que uniría las poblaciones de Herbers, Bordón, Tronchón y Camarillas, donde la Fm Escucha se dispone sobre los materiales de la secuencia aptiense superior K1.9 (Fig. 13), a excepción de una estrecha franja situada a lo largo del denominado accidente Montalbán-Orpesa, donde la Fm Escucha fosiliza a materiales erosionados, cuya edad está comprendida entre el Barremiense y el Aptiense inferior (Querol, 1990).

La secuencia de depósito aptiense superior se puede correlacionar con el ciclo global de tercer orden: ZB-4.2 de Haq et al. (1987).

La secuencia de depósito albiense inferior - medio (K1.10).

La secuencia de depósito albiense inferior-medio está formada, en el área estudiada, por una única unidad litoestratigráfica: la Fm Escucha. La Fm Traiguera, utilizada informalmente por Salas, Salas et al., 1986 y Ardevol, 1985, sería totalmente equivalente a la Fm Escucha. En el área de Salou-Garraf, la Fm Montmell (Robles, 1982) es el equivalente lateral de la Fm Escucha (Fig. 10, 11).





Fig. 10.- Geological setting of the Teruel mining district with the location of cross-sections represented in Fig. 11.

La formación Escucha (hasta 500 m de potencia) contiene importantes depósitos de carbón subbituminoso con alto contenido en azufre que son explotados en el Distrito Minero Turolense. Los resultados del análisis estratigráfico y sedimentológico de la Fm. Escucha muestran una distribución espacial de los depósitos carbonosos integrada en un modelo de depósito genético de delta-estuario que evoluciona en la vertical a un delta dominado por el sistema fluvial (Figs. 10, 11, 12). Esta evolución se produce de modo gradual, y en ella se han distinguido una sucesión basal de progradación deltaica, una intermedia de retrogradación y una superior de progradación deltaica mucho mas expansiva que las dos anteriores. El estudio estratigráfico secuencial permite interpretar estas tres sucesiones como los cortejos sedimentarios depositados durante etapas de bajo nivel del mar (LST), transgresiva (TST) y de alto nivel del mar (HST), respectivamente (Fig. 14). Dentro del sistema deltaico, las capas de carbón se sitúan en la sucesión transgresiva intermedia (TST) y en la parte basal de la sucesión deltaica progradante superior (HST), y dentro de éstas se distinguen dos subambientes sedimentarios generadores de depósitos carbonosos claramente diferenciados: a) el cinturón de marismas, y b) la llanura deltaica pantanosa (Querol, 1990; Querol et al. 1992).

Durante el Albiense inferior y medio las máximas potencias de la Fm Escucha (hasta 500 m de potencia) no se localizan en el depocentro de la cuenca del Maestrazgo (Sta. Bàrbara-Traiguera, hasta 150 m), sino en toda una serie de pequeñas cubetas (Castellote, Calanda, Oliete y Utrillas) al NW de la línea que uniría Morella, Cantavieja y Teruel (Querol, 1990).



Fig. 11.- Cortes de la Fm Escucha con indicación de las facies deposicionales. B-B⁺, subcuenca de Castellote - Utrillas. C-C⁺, subcuenca de Oliete - Utrillas.

Fig. 11.- Cross-sections trough the Escucha Em with depositional facies indicated. B-B', Castellote - Utrillas sub-basin. C-C', Oliete - Utrillas sub-basin.



g. 12.- Serie sintética de la Em Escucha con las asociaciones de facies más representativas. Ly 2, Llamura deltaica superior. 3 y 4, Llamudeltaica inferior. 5, Frente deltaico. 6, Prodelta. Las asociaciones de facies 2 y 3 son ricas en agua dulce y carbón.

g. 12.- Synthetic stratigraphic section of the Escucha Fm with the most significant facies associations. 1 and 2, Upper delta plain. 3 and Lower delta plain. 5, Delta front. 6, Prodelta. 2 and 3, Freshwater or brackish facies associations that are rich in coal.



Fig. 13.- El substrato de la Em Escucha relacionado con el levantamiento prealbiense. 1, Triásico superior e Infralías. 2, Jurásico. 3, Barremiense y Aptiense inferior. 4, Aptiense superior.

Fig. 13.- The basement of the Escucha Em related to the pre-Albian uplifit. 1, Upper Triassic and lowermost Lias. 2, Jurassic. 3, Barremian and Lower Aptian. 4, Upper Aptian.



Fig. 14.- Modelo deposicional de Em Escucha y estratigrafía secuencial.

Fig. 14.- Depositional model of the Escucha Fm and sequence stratigraphy.

El límite inferior de la secuencia de depósito albiense inferior -medio es la discontinuidad infraiense que ya ha sido descrita anteriormente. Así, la Fm Escucha recubre expansivamente matees de la secuencia aptiense superior (K1.9), en el centro del área de estudio, hasta materiales icos y triásicos en borde NW de la cuenca del Maestrazgo. Esta disposición configura una gran cordancia a escala de cuenca que queda reflejada en el mapa de sustratos, el cual está indicando ibién el grado de levantamiento progresivo prealbiense del margen NW de la cuenca (Fig. 13).

El límite superior es la disconformidad situada a la base de la Fm Utrillas, la cual puede ser lomente una discordancia. En todo el borde N de las cubetas de Calanda y de Oliete, el límite suior está representado por una coraza ferralítica, sobre la que, ocasionalmente, pueden reposar ectamente los materiales marinos trangresivos cenomanienses. Esta discontinuidad superior se iaría probablemente cerca del límite entre el Albiense medio y superior y tendría una gran sigicación regional, puesto que separa la supersecuencia cretácica inferior de la cretácica superior. significado geodinámico es el de limitar el registro sedimentario *sinrift* malm - cretácico infer de la sedimentación postrift cretácica superior (Fig. 14).

La secuencia de depósito albiense inferior-medio se puede correlacionar con el ciclo de segunorden: ZC-1 de Haq et al. (1987).

storia de la subsidencia

En los periodos de *rift* la subsidencia tectónica es el factor más importante de la acomodación imentaria, tal como ocurre durante el Malm y el Cretácico inferior. El papel del eustatismo, cocofactor responsable de la acomodación, es dificil de detectar en un registro sedimentario *sin*, fuertemente influenciado por la tectónica extensiva. En los ciclos de tercer orden no se han ectado señales de control eustático. Para identificar ciclos eustáticos ha sido preciso recurrir a enes de ciclicidad con frecuencias más altas, tales como de cuarta o quinta magnitud

Para el estudio cuantitativo de la subsidencia se han utilizado las técnicas descritas como *ackstripping*" por Steckler & Watts, 1978; Watts, 1981; Bond & Kominz, 1984. La subsidencia la cuenca del Maestrazgo ha sido estudiada por Salas, 1987; Salas & Casas, 1990, 1992. La fia 15 presenta los resultados de la historia de la subsidencia para cuatro pozos de la cuenca del estrazgo. La información de los sondeos se ha complementado con datos de campo, a fin de npletar la parte superior de las columnas que estaba erosionada.

Aparte de algunas diferencias que pueden observarse en la forma de las curvas y en los valores la subsidencia tectónica calculados, el modelo general de subsidencia tectónica es similar en cuatro pozos estudiados (Fig. 11). Todas las curvas muestran tres estadios de subsidencia tecica, caracterizados por un periodo inicial de subsidencia rápida seguido de otro mucho más len-Este modelo de curva de subsidencia tectónica se asocia generalmente con procesos de *rifting*, un periodo inicial *sinrift* de subsidencia rápida seguido de un periodo *postrift* de subsidencia ; lenta por relajación térmica (McKenzie, 1978).

Los tres estadios de subsidencia tectónica identificados son: 1) Pérmico superior - Oxfordien-2) Kimmeridgiense - Hauteriviense y 3) Barremiense - Senoniense. En el depocentro de la nca del Maestrazgo (Sa), si exceptuamos la secuencia de depósito hauteriviense, que presenta tasa de subsidencia tectónica muy baja, el intervalo Kimmeridgiense-Aptiense puede considee una gran etapa de *rifting* generalizado, seguida de otra gran etapa *postrift* de subsidencia téra que abarcaría desde el Albiense hasta el final del Mesozoico.

Estas tres etapas se han podido identificar en todas las cuencas estudiadas. No obstante, en si-

tuaciones más marginales (Mo, Mi, C3) se observa casi siempre una etapa de subsidencia más lenta durante el intervalo Valanginiense-Hauteriviense. Posteriormente, y de manera general, la subsidencia siempre se hace más rápida a partir del inicio del Barremiense y hasta el final del Aptiense (Fig. 15).

Durante el Albiense inferior y medio las máximas potencias de la Fm Escucha (hasta 500 m de potencia) se localizan en toda una serie de pequeñas cubetas situadas en el borde NW de la cuenca del Maestrazgo. Este hecho se ha intrepretado como la migración de la deformación extensional, al final de la etapa de rift, hacia los márgenes de la cuenca, formando subcuencas locales muy subsidentes ricas en carbón.

Aporte y producción de sedimentos. Condiciones paleoclimáticas

Durante la etapas de *rift* los suministros de materiales terrígenos, la precipitación de evaporitas y la producción de sedimentos carbonatados fueron controlados por la evolución tectónica extensiva que controló los movimientos verticales de los bloques hundidos y levantados de las cuencas y por las condiciones paleoclimáticas. Los criterios paleoclimáticos más significativos, especialmente para el Jurásico superior y el Cretácico inferior, son la presencia de carbones, bauxitas, lateritas y rocas ferruginosas.

Durante los periodos de *rift* se favorecen las entradas importantes de sedimentos terrígenos en la cuenca. Así, durante el Triásico son importantes en las facies Buntsandstein y Keuper, y también están presentes en menor proporción en las facies Muschelkalk. La reactivación del *rift* triásico a inicios del Jurásico superior reanudó la sedimentación terrígena hasta finales del Cretácico inferior (facies Purbeck y Weald). Las entradas de terrígenos se sitúan principalmente, para este intervalo, en el margen NW de la cuenca del Maestrazgo y en las cuencas de Oliete y de Aliaga-Penyagolosa. En la base del Aptiense y en las cuencas del Maestrazgo y Aliaga-Penyagolosa tiene lugar una entrada importante de terrígenos con la instalación de sistemas deltaicos bien desarrollados que se superponen a las plataformas de carbonatos barremienses.

El levantamiento prealbiense del margen NW de la cuenca del Maestrazgo produce la emersión de una buena parte del área de estudio a partir del Barremiense, mientras que el sector SE permanece hundido y la sedimentación de la plataforma continúa desarrollándose normalmente durante todo el Aptiense. (Fig. 13). Entonces, la plataforma de carbonatos más o menos erosionada es invadida por importantes depósitos terrígenos siliciclásticos de la Fm Escucha que se depositan en nuevas cubetas fuertemente controladas por fallas (Fig. 11, 13). La sedimentación detrítica se prolongará, por lo menos, hasta el final del Albiense con la Fm Utrillas, de carácter muy expansivo y que marcará el inicio de la sedimentación postrift en toda la cuenca ibérica.

La sedimentación evaporítica se desarolló durante las facies Muschelkalk medio y Keuper del Triásico. Pero las condiciones de aridez necesarias para la precipitación evaporítica se reanudaron, más tarde, en el Hettangiense, con la deposición de evaporitas en la Fm Cortes de Tajuña. No obstante la deposición de evaporitas cretácicas no se produjo hasta el final de los tiempos cretácicos en el margen NW de la cuenca del Maestrazgo (sector de Pitarque - Villarluengo). En este sector se depositaron evaporitas en el Senoniense terminal, en relación con la crisis del final de los tiempos cretácicos.

La Fm Escucha (Albiense inferior-medio) contiene importantes depósitos de carbón subbituminoso con alto contenido de azufre. La existencia de tales depósitos carbonosos nos indicarían un clima húmedo con precipitaciones de moderadas a abundantes durante una parte significativa del año (Querol, 1990).



Fig. 15.- Curvas de subsidencia total (descompactada) y subsidencia tectónica (sin carga sedimentaria) de los cuatro pozos del área de estudio con datos de campo complementarios. Pozos: Mi, Mirambell; Mo, Maestrazgo (Mosqueruela): Sa, Salzedella 1: C-3, Amposta Marino C-3. El gráfico inferior compara la subsidencia tectónica de los cuatro pozos y da la interpretación en fases de rift y postrift. PS, Pérmico superior; T, Triásico, L- D, Lias y Dogger; M· K1, Malm y Cretácico inferior; K2, Cretácico superior.

Fig. 15. Total subsidence curves (decompacted) and tectonic subsidence curves (without sedimentary loading) of four wells in the area studied complemented with field data. Mi: Mirambell; Mo: Maestrazgo-2 (Mosqueruela); Sa: Salzedella-1; and C3: Amposta marino C-3 wells. The lower diagram compares the tectonic subsidence curves of the wells and gives the interpretation in rift and postrift stages. PS: Upper Permian; T: Triassic; L-D: Liassic and Dogger; M-K1: Malm and Lower Cretaceous; K2: Upper Cretaceous. El registro barremiense (Fm Cantaperdius) contiene varias intercalaciones de arcillas lateríticas. Generalmente suelen ser cuatro horizontes, uno en la base de la formación y los otros tres intercalados en la unidad (Combes, 1969). El sector de máximo desarrollo se sitúa en el margen NE de la cuenca del Maestrazgo, en la zona de Els Ports de Beseit (Beceite). Además existen bauxitas cársticas que rellenan cuevas, grutas y galerías abiertas en el sustrato kimmeridgiense de la misma zona (Closas, 1954). Estas bauxitas se habrían originado a partir de las rocas madre lateríticas barremienses de la Fm Cantaperdius (Combes, 1969; Molina & Salas, 1990). El desarrollo de suelos lateríticos implica la existencia de suelos bien drenados bajo un clima tropical húmedo.

Los depósitos carbonatados jurásicos del límite Lias - Dogger y del límite Dogger - Malm presentan acumulaciones de oolitos ferruginosos. Se trata en realidad de ooides de tipo vadoso (vadolitos) originados en perfiles edáficos subaéreos de tipo laterítico que se hallan retrabajados en los correspondientes cortejos trangresivos (TST) de varias secuencias de depósito (Gómez, 1979; Aurell, 1990; Aurell & Salas, 1990), como es el caso de la secuencia oxfordiense.

La porción superior de la Fm Villarroya en la cuenca de Aliaga - Penyagolosa (SD K1.9) presenta depósitos calcareníticos de bajíos fuertemente ferruginizados. Este fenómeno se relacionacon la somerización y emersión de las áreas fuente adyacentes que podrían haber sufrido laterización y preconcentración del hierro.

Evolución de la plataforma carbonatada durante el intervalo Jurásico superior -Cretácico inferior

En la cuenca del Maestrazgo la sedimentación durante el Jurásico superior y el Cretácico inferior es eminentemente carbonatada, a pesar de encontrarnos en una etapa de rift; al contrario de lo que sucede en otras subcuencas de la Cuenca Ibérica (Cordillera Ibérica) donde las influencias terrígenas son mucho más importantes (Oliete, Aliaga- Penyagolosa, Cameros,...). La menor importancia de la sedimentación terrígena siliciclástica en esta cuenca favoreció en gran manera el



Fig. 16.- Modelo deposicional del cortejo progradante de alto nivel del mar (HST) de la secuencia aptiense inferior (K1.8). Este tipo de plataforma se caracteriza por una elevada producción de carbonato y una escasa acomodación que resulta en una acentuada progradación.

Fig. 16.- Lower Aptian depositional sequence (K1.8). Depositional model of the highstand systems tract (HST). The main feature of this platform type is a high carbonate production and a scarce accomodation with a significant progradation.

desarrollo de las plataformas de carbonatos durante la etapa de *rift*. El menor suministro detrítico de la cuenca del Maestrazgo habría que buscarlo, probablemente, en un mayor alejamiento de las áreas fuente y en algún tipo de protección paleogeográfica. Sin embargo, las influencias terrígenas también se producen en menor grado en esta cuenca, jalonando significativamente determinados tramos del registro estratigráfico.

La evolución de la sedimentación de carbonatos a lo largo de la etapa Jurásico superior-Cretácico inferior, de manera general, se puede sintetizar en cinco tipos de plataformas: 1) Oxfordiense (hasta 50 m de potencia), rampa homoclinal de esponjas. 2) Kimmeridgiense (hasta 800 m de potencia), rampa distalmente acentuada (*distally steepened ramp*); las facies principales incluyen mudstones laminados, montículos arrecifales de esponjas y margas anóxicas de cuenca. 3) Titónico-Berriasiense (hasta 1000 m de potencia), plataforma somera de características muy distintas a las anteriores; en la que extensas llanuras de marea quedan limitadas por bajíos de bancos marginales oolítico-bioclásticos y áreas adyacentes de *lagoon*. Hacia mar abierto se pasa a calizas de calpionélidos. 4) Valanginiense-Barremiense (hasta 1500 m), plataformas someras con grandes depósitos de carbonatos de agua dulce en sus márgenes (estuarios carbonatados); la producción de carbonatos está dominada por moluscos y algas calcáreas (dasicladales y carofitas). Predominan los bancos marginales oolítico-bioclásticos y los arrecifes coralgales. 5) Aptiense (hasta 1000 m), plataformas expansivas con un elevado grado de progradación de sus cortejos de alto nivel (HST). Gran actividad de los organismos productores de sedimento carbonatado, tales como: orbitolinas, algas calcáreas, rudistas, corales,...etc. (Fig. 16).

La estructura tectónica extensiva durante la etapa de rift jurásica superior-cretácica inferior

Los resultados obtenidos del análisis de la subsidencia son congruentes con los datos que aporta el estudio de las estructuras tectónicas sinsedimentarias a escala regional.

En la cuenca del Maestrazgo se puede observar muy bien a escala kilométrica como cada secuencia recubre expansivamente y progresivamente a las subyacentes, más o menos erosionadas (Fig. 5), a la vez que se produce un gran abanico de las secuencias que se abre hacia el S. Esta geometría es característica de una gran discordancia progresiva que sugiere la existencia de una falla más importante situada al S de La Salzedella - Traiguera, de dirección sensiblemente NE-SW, con un plano inclinado hacia el NW (Fig. 5).

Otras tres fallas menores, con similares características delimitarían cuatro bloques que corresponderían a otras tantas subcuencas. Estas tres fallas se situarían al S de Herbers, al N de la Serra del Turmell, y a lo largo de la Serra d'En Sellé. La primera falla sería la falla del Bc. del Racó del Patorrat (Parada 1.5, Fig. 1.5), que delimitaría una subcuenca más septentrional en el sector de Herbers-Ports de Beseit. Entre la primera falla y la falla de la Serra del Turmell se situaría la subcuenca de Morella-Forcall-Torre Miró. Entre la falla del Turmell y la falla de la Serra d'En Sellé bascularía el bloque de la subcubeta de Olocau-Castellfort-Ares. Esta última falla está relacionada con la importante zona compleja de umbral del Tossal de Orenga (Parada 4.3, Figs. 4.3, 4.3 A). La subcuenca de La Salzedella-Traiguera estaria controlada por la acción de la falla que hemos considerado más importante y que se encontraría mar adentro.

En la zona del Desert de les Palmes de Benicàsssim, situada en la zona de umbral NE-SW (Montalbán-Orpesa) que separa las cuencas del Maestrazgo y de Aliaga - Penyagolosa, se pueden reconocer tres etapas de fracturación extensiva intramesozoica. Las dos primeras etapas están con-



Fig. 1[°].- Etapas de la evolución tectonosedimentaria del Mesozoico y Terciario del margen oriental de Iberia. Modificado de Alvaro et al, 19[°]9.

Fig. 17.- Schematic evolution of the eastern Iberian basin. Modified from Alvaro et al, 1979.

troladas por un sistema de fallas lístricas que buzan hacia el NW. La primera etapa es anterior y/o sincrónica a la Fm Cortes de Tajuña (Lias basal) (Parada 2.7, Fig. 2.7). La segunda etapa es previa al Barremiense continental (Fm Camarillas) (Parada 2.5, Fig. 2.5). El basculamiento de los bloques da lugar a dos generaciones de discordancias angulares, que hacen reposar a las brechas del Lias sobre el Buntsandstein (Parada 2.7, Fig.2.7) y a los materiales de las facies Weald sobre el zócalo paleozoico (Parada 3.1). La tercera etapa extensiva consiste en una falla que buza hacia el SE y que lleva asociado un abanico de capas en los materiales de la secuencia aptiense inferior (K1.8) (Parada 2.5, Fig. 2.5).

Evolución tectonosedimentaria del intervalo Jurásico superior-Cretácico inferior

La integración de los datos obtenidos de la interpretación estratigráfica secuencial del registro mesozoico, la historia de la subsidencia y las estructuras tectónicas observadas, permiten distinguir cuatro grandes etapas en la evolución de las cuencas del margen oriental de Iberia durante el Mesozoico: 1) *rift* triásico (Pérmico superior-Hettangiense), 2) *postrift* jurásico inferior-medio (Sinemuriense-Oxfordiense), 3) *rift* jurásico superior-cretácico inferior (Kimmeridgiense-Albiense medio), y 4) *postrift* cretácico superior (Albiense superior-Senoniense). (Fig.17).

A continuación se tratan someramente la primera, segunda y cuarta etapas, a fin de proporcionar el adecuado marco general evolutivo, y se desarrolla de manera más amplia la etapa de *rift* jurásico superior -cretácico inferior por ser el objetivo concreto de este apartado.

Rift triásico

El comienzo de la etapa de *rift* triásico viene marcado por la discordancia finipérmica y la sedimentación de la supersecuencia deposicional triásica (hasta 1200 m de potencia) mayoritariamente detrítica con conglomerados y areniscas, seguidos de carbonatos lutitas y evaporitas. Estos depósitos estan asociados a manifestaciones volcánicas de tipo basáltico en el sector del Baix Ebre. El final de esta etapa de *rift* viene señalado por la disconformidad o discordancia regional de la base de la Fm Cortes de Tajuña (Hettangiense).

Postrift jurásico inferior y medio

La etapa de *postrift* jurásico inferior-medio estaría controlada por subsidencia tectónica de tipo térmico. Esta etapa se inicia con la instalación de la plataforma sinemuriense-carixiense de polaridad atlántica (NW) en oposición a la polaridad tetisiense (SE) triásica. Durante el Lias y el Dogger el volcanismo basáltico triásico sufre un desplazamiento hacia el sur, y se sitúa en la Sierra de Espadán (franja volcánica de Caudiel).

La discontinuidad intrasinemurinese indica la ruptura de la plataforma carbonatada, de gran importancia en el dominio bético. Por encima de esta discontinuidad, la sedimentación del Lias superior y del Dogger es de tipo carbonatado. La evolución de la plataforma se organiza en seis secuencias de depósito separadas por discontinuidades. La polaridad durante el Lias superior y el Dogger es de tipo tetiense.

Rift jurásico superior y cretácico inferior

Con la discontinuidad finicalloviense-infraoxfordiense se ponen de manifiesto los primeros efectos de la reactivación del régimen tectónico distensivo. Este culminará con la nueva etapa de *rift* que se manifiesta muy claramente en las curvas de subsidencia a la base de a SD kimmeridgiense. Así, esta discontinuidad suele presentarse en bastantes casos como una discordancia angular.

La reactivación del *rifting* iniciada en el Oxfordiense, alcanza el máximo durante el Kimmeridgiense (hasta 800 m de potencia), produciendo la evolución de la rampa homoclinal oxfordiense, de escasa potencia (hasta 50 m de potencia), a una rampa distalmente acentuada muy potente, con un talud que muestra fenómenos de resedimentación y las facies de cuenca registran episodios anóxicos.

La SD titónico-berriasiense (hasta 1000 m de potencia) muestra un tipo de plataforma carbonatada muy distinta a la anterior, somera y de escasa pendiente deposicional. Aunque la subsidencia
tectónica disminuye algo respecto al Kimmeridgiense, el *rifting* continúa y da lugar a la compartimentación de las grandes cuencas jurásicas, iniciándose así la configuración neocomiense de cuencas de menores dimensiones pero igualmente subsidentes (Fig. 18).

La base de la SD valanginiense, o más concretamente el final de los tiempos berriasienses, marcan un importante evento del Cretácico inferior. Exceptuando la parte central de las cuencas, los sedimentos jurásicos subyacentes quedaron expuestos, más intensamente hacia los márgenes de las nuevas cuencas. Este fenómeno da lugar a la importante discontinuidad finiberriasiense que separa las dos grandes supersecuencias jurásica y cretácica inferior. La exposición subaérea de extensas áreas puede prolongarse hasta la base del Barremiense, como ocurre en la mayor parte de la Cordillera Ibérica Central, y en los sectores marginales de todas las cuencas.

Con la configuración valanginiense el grado de compartimentación es grande, determinando la sedimentación de las dos secuencias de depósito valanginienses. La secuencia de depósito valanginiense inferior (K1.1) se registra probablemente sólo en las cuencas del Maestrazgo, Perelló y Salou-Garraf. El modelo deposicional corresponde a una plataforma de carbonatos muy somera, de la que tan sólo se conocen sus medios más marginales. La secuencia de depósito valanginiense superior (K1.2) se reconoce únicamente en la cuenca del Maestrazgo. Constituye un ciclo transgresivo-regresivo que muestra el desarrollo de una plataforma de carbonatos muy somera y probablemente restringida, con predominio de la sedimentación de bancos de fango (*mud banks*) y de carbonatos de agua dulce.

Durante el Hauteriviense la subsidencia tectónica disminuye significativamente. La secuencia de depósito hauteriviense se registra únicamente en la cuenca del Maestrazgo en facies marinas. En las cuencas de Aliaga-Penyagolosa y de Oliete se han reconocido materiales terrígenos silicilàsticos y carbonatos lacustres como representantes de esta edad. El modelo de plataforma de carbonatos se caracteriza por presentar importantes depósitos de carbonatos de agua dulce en sus partes marginales, como ocurría en los tiempos valanginienses y seguirá ocurriendo durante el Barremiense.

Los acontecimientos que ocurren entre el inicio de los tiempos titónicos y la base? del Barremiense, son conocidos en la literatura regional como fase de acontecimientos, eventos o movimientos neociméricos. El registro sedimentario de esta etapa, marino somero o continental, son también las conocidas facies Purbeck y Weald por comparación con Inglaterra.

Con el inicio del Barremiense la subsidencia tectónica aumenta de forma espectacular y se reactivan los mecanismos de rift atenuados durante el Hauteriviense. La Cubeta de Oliete se expande como resultado de este fenómeno. Durante este periodo se depositan las cuatro secuencias barremienses y las dos aptienses (hasta 1500 m de potencia). En los comienzos del Barremiense la situación tectónica regional tensional acentúa la compartimentación de las cuencas iniciada en el Kimmeridgiense. De este modo, en el área de estudio, el margen oriental de Iberia queda dividido en cinco subáreas de sedimentación o cuencas (Fig.18), en relación con los principales accidentes del zócalo.

La base de la primera secuencia barremiense (Hauteriviense terminal) es siempre disconforme o discordante sobre un substrato erosionado, carstificado y basculado, sobre el que se desarollan suelos lateríticos que jalonan este límite con gran precisión en la mayor parte de los sectores marginales de las cuencas. Esto nos indicaría que existen etapas significativas de emersión y edafización.







Fig. 18.- A.B. Principales directrices de control estructural durante la etapa de rifi jurásico superior - cretácico inferior, con enumeración de las principales fallas (A-H) y de las principales subcuencas y umbrales (1-11). C. Esquema paleogeográfico de la compartimentación en subcuencas. 1, Salou-Garraf; 2, El Perelló; 3, Maestrazgo; 4, Aliaga - Penyagolosa; 5, Oliete.

Fig. 18.- A.B. General structural trends during the Upper Jurasssic-Lower Cretaceous rift stage indicating the main faults (A-H) and main sub-basins and thresholds (1-11). C. Paleogeographical scheme of sub-basins recognized. I. Salou-Garraf: 2, El Perelló; 3, Maestrat; 4, Aliaga - Penyagolosa; 5, Oliete.

En los sectores marginales también pueden producirse importantes entradas de agua dulce que dan lugar a grandes depósitos de carbonatos de agua dulce (más de 400 m de potencia, Fm Cantaperdius, Fm Mirambell, Fm Blesa). Pero al mismo tiempo también son frecuentes las entradas de terrígenos siliciclásticos. En ambos casos, durante el Barremiense, se refleja la inestabilidad de las zonas adyacentes a los márgenes de la cuenca.

En las cuencas de Oliete y de Aliaga-Penyagolosa tiene lugar una sedimentación de carácter marcadamente continental y con predominio hacia techo de las facies fluviales sobre las lacustres, se trata de las tradicionales facies Weald de la literatura regional.

En los depocentros de las cuencas del Maestrazgo, El Perelló y Salou-Garraf, la sedimentación barremiense tuvo siempre caracter marino (Fm Artoles). Predominan los carbonatos de aguas someras, ricos en algas calcáreas, foraminíferos planctónicos, moluscos,..., que pueden contener algunas intercalaciones margosas más profundas con braquiópodos, equínidos y ammonites. Hacia el final de los tiempos barremienses las condiciones marinas se generalizan en todas las cuencas y se podría considerar que comienza la sedimentación de las tradicionales facies urgonianas de la literatura regional. Con ello se entra ya en los tiempos aptienses, pues la última secuencia barremiense (K1.7) es, con toda probabilidad, en parte de edad aptiense basal.

A principios del Aptiense se produce un breve, pero significativo retroceso del mar, con la invasión de la plataforma de carbonatos por depósitos fluviodeltaicos procedentes del N (Fm Morella, Fm Cervera). Estos depósitos representarían el cortejo (tract) sedimentado durante una etapa de bajo nivel del mar (LST) de la SD aptiense inferior (K1.8), y se encuentran únicamente en las cuencas del Maestrazgo y de Aliaga-Penyagolosa. La base de estas unidades detríticas materializa una discontinuidad regional importante que separa la última secuencia barremiense de la aptiense inferior.

Sobre los depósitos deltaicos se depositan los correspondientes a la etapa trangresiva (TST), representada por una potente sucesión que comprende la Fm Xert y la Fm Forcall. La etapa regresiva (HST) progradante la constituye la base de la Fm Villarroya, concretamente la barra de *Toucasia*, que forma el resalte de las características muelas. El gran desarrollo del cortejo trangresivo de la secuencia aptiense inferior estaría condicionado por la elevada tasa de subsidencia tectónica que originaría una amplia acomodación para esta etapa.

Durante el Aptiense superior continúan las condiciones tensionales con la misma intensidad que durante la secuencia anterior. La SD aptiense superior (K1.9) está formada por la mayor parte de la Fm Villarroya. En la cuenca del Maestrazgo está representada por el Mb Benassal que presenta un mayor grado de preservación en el margen SW.

Hacia el inicio del Albiense inferior se produce un cambio significativo en la sedimentación e importantes aportes terrígenos siliciclásticos invaden la plataforma de carbonatos. La sedimentación detrítica permanecerá hasta el final de los tiempos albienses con la Fm Escucha y la Fm Utrillas. Ambas unidades, por su carácter detrítico, suelen reunirse bajo la denominación de "facies Utrillas" en la literatura regional.

La Fm Escucha constituye la secuencia de depósito albiense inferior-medio (K1.10) y su importancia radica en que es la última secuencia de la etapa de rift y con ella que finaliza el gran ciclo sedimentario (supersecuencia) del Cretácico inferior. La Fm Escucha se deposita dentro del contexto general de un sistema deltaico dominado por las mareas, con las mayores potencias en el margen NW de la cuenca del Maestrazgo, que nos indican la migración hacia este margen de la deformación extensional. La acomodación decrece considerablemente al final de la secuencia, con lo que se llega a colmatar el espacio disponible. De este modo quedan superados los principales umbrales que compartimentaban las cuencas desde finales del Jurásico, y finaliza la etapa de *rift* jurásico superior-cretácico inferior.

Postrift cretácico superior

La etapa de subsidencia tectónica *postrift* de tipo térmico comienza con la sedimentación de la secuencia de depósito albiense superior-cenomaniense (K2.1). Esta secuencia se inicia con la sedimentación detrítica muy expansiva de la Fm Utrillas que fosiliza una importante superficie de erosión (*break-up unconformity*). La Fm Utrillas se encuentra bien desarrollada en la cuenca del Maestrazgo, representando el cortejo depositado durante la etapa de bajo nivel del mar (LST), con sedimentación fluviodeltaica de características sedimentológicas parecidas a la Fm Escucha, y el mar situado fuera de la zona de estudio. La etapa transgresiva se inicia con la Fm Mosqueruela, y se restablece la plataforma carbonatada durante el Cenomaniense. Con la transgresión cenomaniense la Cuenca Ibérica recobró las características que tenía durante el Lias y el Dogger: subsidencia térmica, amplias plataformas de carbonatos de tipo rampa y conexión entre las cuencas atlánticas y tetisienses.

Correlación con las principales fases de reorganización de las placas litosféricas en el dominio del Atlántico Norte y del Tetis Occidental

Las cuatro etapas de evolución que manifiestan las cuencas mesozoicas del margen oriental de la placa ibérica tienen una clara significación geodinámica y son correlacionables con las principales fases de reorganización de las placas litosféricas en el dominio del Atlántico Norte y del Tetis Occidental.

Las dos primeras etapas de evolución (*Rift* triásico y *Postrift* Lias-Dogger) se inscriben en la fase inicial de fragmentación de la Pangea y la propagación del Neotetis hacia el W, que culminan al final del Dogger con la separación cortical entre Laurasia y Africa.

La tercera etapa de evolución (*Rift* Malm-Cretácico inferior) se relaciona con el inicio de la abertura del Atlántico central, con la traslación siniestra importante entre Africa y Laurasia, lo que produce un régimen transtensional que da lugar a la abertura de cuencas en el dominio mediterráneo occidental. La importante reactivación del *rift* de esta tercera etapa, durante el Barremiense-Aptiense, se inicia con la colisión del promontorio italo-dinárico de Africa con el margen sud-europeo, que en el área mediterránea produce el movimiento transformante siniestro a lo largo de la zona de fractura Alborán-Piemonte y la reactivación de los mecanismos de *rift* en las cuencas estudiadas. A principios del Aptiense esta etapa de *rift* se ve favorecida por la rotación antihoraria de Iberia relacionada con la abertura del Atlántico N y del Golfo de Vizcaya.

En el Albiense medio la separación de la corteza entre Iberia y Grand Banks y Flemish Cap se había producido completamente (Ziegler, 1988). Mientras que en las cuencas del margen oriental de Iberia se iniciará un régimen de subsidencia tectónica postrift por relajación térmica que prevalecerá hasta el final de los tiempos mesozoicos.

Bibliografía

- ADROVER, R., FEIST, M., GINSBORG, L., GUERIN, C., HUGENEY, M. & MOISSENET, E., 1983. Les formations continentales de la Sierra Palomera (Prov. Teruel, Espagne) et leur place dans la biostratigraphie tertiaire des Chaînes ibériques orientales. Bull. Soc. Géol. Fr. Paris, (7), XXV, 3: 421-431.
- AGUSTI, J., CABRERA, Ll., ANADON, P., ARBIOL, S., 1988. A Late Oligocene-Early rodent biozonation from the SE Ebro Basin (NE Spain): A potencial mammal stage stratotipe. Newsl. Stratigr., 18(2): 81-97.
- ALVARO, M., CAPOTE, R. & VEGAS, R., 1979. Un modelo de evolución geotectónica para la cadena Celtibérica. Acta Geol. Hisp., 14: 172-181.
- ANADON, P., COLOMBO, F., ESTEBAN, M., MARZO, M., ROBLES, S., SANTANACH, P. & SOLE SUGRAÑES, Ll., 1979. Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. Acta Geol. Hisp., 14: 242-270.
- ANADON, P., CABRERA, Ll., CALVET, F., et al, 1983. El Terciario. In: IGME (ed.), Estudio Geológico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides, 3: 1-179. (inédito).
- ANADON, P., CABRERA, I., GUIMERA, J. & SANTANACH, P., 1985. Paleogene strike-slip tectonics and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro basin. In: K.T. Biddle and N. Christie-Blick (Editors), Strike-Slip Tectonics and Sedimentation. S.E.P.M., Spec. Pubic., 37: 303-318.
- ARDEVOL, Ll., 1985. La Fm Utrillas y la Fm Escucha. In: Mapa Geológico de España, Escala 1:200.000, Hoja no. 48 (8-6), Vinaròs, pp 44-45.
- AURELL, M., 1990. El Jurásico superior en la Cordillera Ibérica Central (provincias de Zaragoza y Teruel). Análisis de cuenca. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 389 pp.
- AURELL, M. & SALAS, R., 1990. The origin of Lower and Middle Oxfordian oolitic ironstone facies in Iberian Chain (NE Spain). 13 th Intern. Sedim. Congress, Nottingham, pp. 29-30.
- BARTRINA, M.T., CABRERA, L., JURADO, M.J., GUIMERÀ, J. & ROCA, E., 1992. Evolution of central Catalan margin of the Valencia trough (western Mediterranean). In: E. Banda and P. Santanach (Editors), Geology and Geophysics of the Valencia trough, Western Mediterranean. Tectonophysics, 203: 219-247.
- BOND, G. & KOMINZ, M.A., 1984. Construction of tectonic subsidence curves for the Early Paleozoic miogeocline, southern Canadian Rocky Mountains: implications for subsidence mechanisms, age of break up and crustal thinning. Geol. Soc. Am. Bull., 95: 155-173.
- BUSNARDO, R., 1984. Repartition des espèces d'ammonites du Crétacé inférieur (Lyon, Septembre 1963), Mémoires du Bureau de Recher. Géol. et Min., 34: 101-116.

- CABRERA, L., 1981. Influencia de la tectónica en la sedimentación continental de la cuenca del Vallès - Penedès (prov. de Barcelona, España) durante el Mioceno inferior. Acta Geol. Hisp., 16: 163-169.
- CANEROT, J., 1974. Recherches géologiques aux confins des chaînes iberique et catalane (Espagne). Tesis Doctoral, Univ. Toulouse, ENADIMSA, 5(2): 517 pp.
- CANEROT, J., 1979. Les algues et leur environnement dans le Malm et le Crétacé inférieur des Chaînes Ibérique et Catalane (Espagne). Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 3(2): 505-518.
- CANEROT, J., CUGNY, P., PARDO, G., SALAS, R. & VILLENA, J., 1982. Ibérica Central-Maestrazgo. In: El Cretácico de España. Univ. Complutense, Madrid, pp. 273-344.
- CASEY, R., 1960-80. A monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand, Parts 1-9, 660 + xxxvi pp, 112 pl, London, Paleontographical Society Monographs.
- CLOSAS, J., 1954. Las bauxitas del NE de España. C.R. 19e Congr. Géol. Inter. Alger, Sect. 12, fasc 12: 199-223.
- COMBES, P.J., 1969. Recherches sur la genèse des bauxites dans le NE de l'Espagne, Le Languedocien et l'Ariege (France) Tesis Doctoral, Univ. Montpellier, Mém. Cent. Etud. Rech. Hydrogeol., 3-4, 375 pp.
- DIAZ MOLINA, M. & LOPEZ MARTINEZ, N., 1979. El Terciario continental de la Depresión intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía. Est. Geol. Madrid, 39: 149-167.
- GRAMBAST, L., 1974. Phylogeny of the Charophyta. Taxon, 23(4): 463-481.
- GUIMERA, J., 1983. Evolution de la deformation alpine dans le NE de la Chaîne ibérique et la Chaîne côtière catalane. C.R. Acad. Sci. Paris, II, 297, pp. 281-310.
- GUIMERA, J., 1984. Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. Geol. Mag. 121(5): 413-420.
- GUIMERA, J., 1988. Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibérica i la Serralada Costanera Catalana. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 2 vols., 600 pp.
- GUIMERA, J. & ALVARO, M., 1990. Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne). Bull. Soc. Géol. Fr., 6(2): 339-348.
- GOMEZ, J.J., 1979. El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera ibérica. Tesis Doctoral, Univ. Madrid. Sem. Estrat. Ser. Mon., 4, 687 pp.
- HAQ, B.H., HANDERBOL, J. & VAIL, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235: 1156-1167.
- JULIÀ, R. & SANTANACH, P., 1984. Estructuras en la salbanda de falla del Vallès Penedès (Cadenas Costeras Catalanas): su relación con el deslizamiento de la falla. I Congreso Esp. de Geol, vol. 1: 47-59.

- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A., & CONDE, L., 1974. Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1/1.000.000. Instituto Geológico y Minero de España, 113 pp.
- MARTIN-CLOSAS, C., 1989. Els caròfits del Cretaci inferior de les conques perifèriques del bloc de l'Ebre. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 581 pp.
- MARTIN-CLOSAS, C. & SALAS, R., 1988. Corrélation de la biozonation des charophites avec celle des foraminifères (orbitolinidés) dans le Valanginien inférieur du bassin du Maestrat (Castelló, Espagne). Geobios, 21(5): 645-650.
- MARTIN-CLOSAS, C. & SALAS, R., 1989. Nouvelles données stratigraphiques et biostratigraphiques (Charophyta) sur le passage Jurassique-Cretacé dans le basin du Maestrat (Chaîne Ibérique orientale). Ass. Geol. Geof. Esp. Petrol., Libro homenaje Rafael Solér, pp 77-95.
- MARTIN-CLOSAS, C. & SCHUDACK, M.E., Oxfordian Turonian Biozonation, In: J. Riveline et al (edits.) A Mesozoic - Cenozoic charophyte biozonation Chart. Proceedings Intern. Symp. on Mesozoic and Cenozoic Sequ. Strat. of the Europaean Basins, Dijon. Bull Soc Geol. Fr. (en prensa).
- PARDO, G., VILLENA, J., PEREZ, A. & GONZALEZ, A., 1984. El Paleógeno de los márgenes del umbral de Montalbán: relación tectónica - sedimentación. Public. Geol., Madrid, 20: 355-363.
- QUEROL, X., 1990. Distribución de la materia mineral y azufre en los carbones de la Fm Escucha. Relación con los factores geológicos, sedimentológicos y diagenéticos. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 509 pp.
- QUEROL, X., SALAS, R., PARDO, G. & ARDEVOL, L., 1992. Albian coal-bearing deposits of the Iberian Range in northeastern Spain. In: J.P. Mc Cabe and J.T. Parrish (Editors), Controls and distribution and quality of Cretaceous Coals: Boulder, Colorado. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 267: 193-208.
- RIBA, O. & RIOS, J.M., 1960. Observations sur la structure du secteur sud-ouest de la Chaîne ibérique (Espagne). Soc. Géol. Fr., Mém. hors sér., Paris, Livre mém. Prof. Paul Fallot, 1: 275-290.
- RIBA, O., VILLENA, J. & MALDONADO, A., 1971. Mapa geológico de España, escala 1:200.000, hoja número 40 (Daroca). IGME, Madrid, Mem., 53 pp.
- ROBLES, S., 1982. Catalánides. In: El Cretácico de España, Univ. Complutense, Madrid, pp. 199-272.
- ROCA, E. & GUIMERA, J., 1992. The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). In: E. Banda and P. Santanach (Editors), Geology and Geophysics of the Valencia trough, Western Mediterranean. Tectonophysics, 203: 203-218.
- SALAS, R., 1983. Las secuencias deposicionales del trásito Jurásico Cretácico en la Zona de Enlace Catalánides - Ibérica. Com. X Congreso Nacional de Sedimentología (ed. A. Obrador), pp. 3.34-3.38.

- SALAS, R., 1985. Depositional sequences and cycles of relative changes of sea level during Jurassic-Cretaceous time in the oriental Iberian and Catalan Ranges.In: J. Rosell, E. Remacha and M. Zamorano (Editors), IAS Abstracts 6th. European Regional Meeting, pp 411-414.
- SALAS, R., 1987. El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espadà. Anàlisi de conca. Tesis doctoral Univ. Barcelona, 345 pp.
- SALAS, R., 1989. Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las cordilleras Ibérica oriental y costero catalana meridional. Cuad. Geol. Ibér., 13: 121-157.
- SALAS, R., BARRACHINA, A., CABANES, R. & QUEROL, X., 1986. Los sistemas deposicionales del Malm i el Cretácico inferior de los Catalánides y la Cordillera Ibérica oriental. X Congreso Español de Sedimentología, Barcelona. Libro Guía de la Excursión no. 4, Univ. de Barcelona, 125 pp.
- SALAS, R., PREZBINDOWSKI, D.R. & ESTEBAN, M., 1986a. The origin of Uper Jurassic -Lower Cretaceous dolomite in Eastern Iberian Range (Spain). XI Congr. Esp. Sedimentología, Barcelona. Resúmenes, pp. 158.
- SALAS, R. & CASAS, A., 1990. Subsidence history of the Mesozoic Eastern Iberian basins, NE Spain. The Valencia trough: Geology and Geophysics, Terra abstracts, 2, pp 10.
- SALAS, R. & CASAS, A. 1992. Historía de la subsidencia, anomalías gravimétricas y evolución mesozoica de las cuencas del margen oriental de Iberia. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, Actas, 2: 112-116.
- SCHROEDER, R. & CHERCHI, A., 1981. El corte de Villarroya de los Pinares. In: J. Villena y J. Canérot (edts.) El Cretácico del sector central de la Cordillera Ibérica. Grupo Español del Mesozoico. Libro guía de la excursión, 9 pp.
- STECKLER, M.S.& WATTS, A.B., 1978. Subsidence of the Atlantic-type continental margin of New York. Earth Plant. Sci. Lett., 41: 1-13.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., THOMPSON, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4: Global cycles and relatives changes of sea level. In: Ch. E. Payton (Ed.) Seismic stratigraphy application to hydrocarbon exploration, AAPG Mem. 26: 83-97.
- VIALLARD, P., 1973. Recherches sur le cycle Alpin dans la Chaîne Ibérique sud occidentale. Tesis Doctoral, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 445 pp.
- WATTS, A.B., 1981. Atlantic continental margin: subsidence history, crustal structure and thermal evolution: Geology of Passive Continental Margins. In: History Structure and Sedimentologic Record (with special emphasis on the Atlantic margin) AAPG Education Course Note Series No 19, Ch. 2.
- ZIEGLER, P.A., 1988. Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. AAPG Memoir 43, Tulsa, 198 pp.

GUIA DE LA EXCURSION

El Cretácico inferior del margen NE de la cuenca del Maestrazgo (Ports de Beseit). La estructura de la Zona de Enlace y la inversión neógena.

PARADA 1.1

Localización: Inicio de la Pista forestal de Els Mangraners en el cruce con la carretera de la Sénia a Fredes y junto al Pantano de Ulldecona. (Fig. 1.1.)

Objetivos: Las secuencias de depósito (SD) berriasiense terminal-valanginiense inferior y hauteriviense en facies de carbonatos de agua dulce. Las primeras secuencias barremienses. El cortejo transgresivo (TST) de la primera secuencia barremiense.

Observaciones: La sección de Els Mangraners constituye una de las series de referencia principales para la biozonación de carófitas del Cretácico inferior (estratotipo de la zona barremiense inferior "El Mangraner" de Grambast, 1974). Fue estudiada inicialmente por Combes, Glaçon y Grambast (1966). Posteriormente esta biozonación ha sido modificada y detallada por Martín-Closas



Fig. 1.1.- Situación de las paradas 1.1 a 2.4.

Fig. 1.1.- Location of stops 1.1 to 2.4.





Fig. 1.1B.- Serie de Els Mangraners, tramo superior.

Fig. 1.1B.- Els Mangraners section, upper part.

(1989). Martín-Closas & Salas (1988) mostraron las relaciones entre la biozonación de carófitas y la arquitectura de las unidades continentales en el margen NE de la cuenca del Maestrazgo. La serie de Els Mangraners presenta uno de los registros más completos de dichas unidades, ya que es posible caracterizar en ella la secuencia titónico-berriasiense en facies de plataforma somera (Fm Bovalar en transición a la Fm Pleta) y en facies de agua dulce (Fm Mangraners p.p.), con carofitas pertenecientes a la biozona Incrassatus (Berriasiense medio). La secuencia berriasiense terminal-valanginiense inferior (Fm Mangraners, con flora de la biozona de Nurrensis, (Fig. 3), la biozona de Steinhauseri provisionalmente atribuida al Hauteriviense (Fm Herbers, SD hauteriviense) y como mínimo las dos primeras secuencias barremienses (K1.4 y K1.5), Fm Cantaperdius, con flora de la biozona Triquetra (Fig. 1.1A, 1.1B).

PARADA 1.2

Localización: Carretera de la Sénia a Fredes (Fig. 1.1.). En el Km 10.2, hacia el E, se toma un camino asfaltado que conduce al Convent de Benifassà. A unos 100 m del cruce con la carretera aflora la Fm. Escucha al sur del citado camino y en el flanco sur del alto de Santa Colàstia (817 m de potencia).

Objetivos: Reconocimiento de las facies de llanura pantanosa del cortejo sedimentario depositado durante la etapa de alto nivel del mar (HST), en el sistema de delta - estuario de la Fm. Escucha (Albiense inferio-medio). Situación y significado del sistema deltaico citado en la evolución tectonosedimentaria de las cuencas cretácicas del NE de la Península Ibérica.

Observaciones: Paleogeográficamente, el afloramiento se sitúa en la Cuenca del Maestrazgo, y más concretamente en el sector norte de la cubeta o subcuenca de Traiguera, una de las seis distinguidas por Querol (1990) durante la sedimentación de la Fm. Escucha (Figs. 10, 11, 12, 13, 14).

En el extremo norte de esta zona la Fm Escucha reposa sobre las calizas barremienses continentales (Fm. Cantaperdius en el Barranc de l'Escresola), o sobre el Jurásico superior carstificado (La Pena-Fondespala), en ocasiones fosilizando cavidades cársticas con bauxitas (Serra de la Nevera).

En el NE de Beseit, la Fm. Escucha reposa sobre el Aptiense superior y está reducida a 16.5 m de arcillas plásticas grisáceas con septarias, en la base, y niveles versicolores a techo. Sobre la citada formación reposan las facies margo-calizas cenomanienses con ausencia de la Fm. Utrillas, y a través de una coraza ferralítica.

En la Mina Maruja (S de Beseit), la potencia aumenta hasta los 25 - 30 m. En esta serie no se tiene registro de la Fm. Arenas de Utrillas, reposando los sedimentos marinos cenomanienses sobre la Fm. Escucha, que a su vez reposa sobre materiales del Aptiense superior (Mb. Calizas de Benassal). Las facies que presenta la Fm. Escucha son margas grisáceas con alternancias de mudstones-wackestones con fragmentos vegetales y de bivalvos y, sobre éstas, lutitas grises y versicolores en las que se intercala una capa de carbón explotada antiguamente. En la Serie del Río Formenta, la Fm. Escucha reposa sobre el mismo substrato que en la Mina Maruja, y está constituida por arcillas grisáceas plásticas con niveles ricos en septarias y calciesferas. En estas capas se intercalan horizontes de lutita carbonosa. Hacia techo existen niveles arenosos canaliformes agrupados en secuencias granodecrecientes. La serie está afectada en la parte superior por un cabalgamiento que sitúa materiales del Aptiense inferior sobre la Fm. Escucha que posee una potencia mínima de 70 m.

En la escama del cabalgamiento de la Font del Teix, en el Barranco de la Coscollosa, la Fm. Escucha bisela el sustrato, concretamente las dos secuencias aptienses, presentando así una discordancia angular.



Fig. 1.2.- La Fm Escucha en El Convent de Benifassà. Según Querol, 1990.

Fig. 1.2.- The Escucha Fm in El Convent de Benifassà monastery. From Querol, 1990.

En el presente afloramiento (serie del Convent de Benifassà), la Fm. Escucha reposa sobre el Mb. Calizas de Benassal (Aptiense superior) y posee unos 90 m de potencia. Las facies observadas en este sector corresponden a facies del cinturón de marismas (facies supra-intermareales de la llanura deltaica inferior) y de la llanura pantanosa (llanura deltaica superior, facies distales de la llanura de inundación fluvial) del cortejo sedimentario depositado durante etapa de alto nivel del mar (HST).

Las facies del cinturón de marismas están cubiertas en el presente afloramiento. Las facies de la llanura deltaica pantanosa están representadas en los tramos intermedio y superior de la serie (3 y 4 de la Fig.1.2). El tramo intermedio (40 m de potencia) está constituido por lutitas carbonosas negras yesíferas y limos oscuros, frecuentemente varvados. Hacia el techo de este tramo se intercalan niveles centimétricos de carbón con abundantes nódulos de pirita. Son frecuentes también las intercalaciones nodulares limocalcáreas con nódulos de pirita, fragmentos vegetales, ostrácodos, bivalvos de medios salobres y glauconita. Sobre el tramo anterior, reposa una serie de lutitas grises con pequeñas manchas versicolores (30 m de potencia), en las que se intercalan bancos de arenas blancas poco cementadas con geometrías canaliformes, que en la parte superior podrían pertenecer a la Fm. Arenas de Utrillas.

Las facies de llanura pantanosa y del cinturón de marismas de la sucesión transgresiva intermedia (TST) y de la parte basal de la sucesión deltaica progradante superior (HST), son los subambientes del sistema de depósito deltaico de la Fm. Escucha cuyo registro sedimentario contiene importantes niveles carbonosos (Fig. 1.2).

PARADA 1.3

Localización: Carretera de la Sénia a Fredes, sobre el Km 3 en una curva muy cerrada a la izquierda hacia Fredes (Fig. 1.1).

Objetivos: Reconocimiento de las tres primeras secuencias barremienses (K1.4, K1.5 y K1.6) y sus cortejos sedimentarios. Carbonatos de agua dulce, cortejos trangresivos y regresivos progradantes. Subsidencia diferencial y acomodación (Figs. 1.3, 1.3A).

Observaciones: Durante las etapas de nivel relativo del mar bajo los equivalentes sobre la plataforma, de las cuñas de margen de plataforma (SMW), serían suelos lateríticos que fosilizarían niveles de paleocarst. Las superficies transgresivas se manifiestan como superficies erosivas que son fosilizadas por *lags* de bioclastos y *coated-grains* retrabajados.

PARADA 1.4

Localización: Km 3 de la Pista forestal de Fredes al Refalgueri, en la excavación de una antigua explotación de arcillas (Fig. 1.1).

Objetivos: Los perfiles de suelos arcillas lateríticas intrabarremienses (tipo 3 Combes, 1969). Exposición subaérea de la plataforma durante las etapas de caída relativa del nivel del mar (Figs. 1.4, 1.4A).

Observaciones: Se pueden reconocer dos perfiles edáficos de suelos lateríticos in situ. El más inferior (Fig. 1.4, nº 2-5) reposa sobre un substrato de calizas de agua dulce carstificadas (1), que presentan varios tipos de morfologías cársticas. El horizonte superior con moldes de raíces del perfil inferior (5) aparece erosionado y por encima se dispone el segundo perfil que presenta facies de raíces (6) semejantes a las inferiores. Por encima se reanudan las condiciones palustres con facies ricas en gasterópodos y nodulosas de suelos hidromorfos (7).



Fig. 1.3.- El Barremiense en el sinclinal de Fredes.

Fig. 1.3.- The Barremian in the Fredes syncline.





Fig. 1.4.- Suelos lateríticos de la Fm Cantaperdius, según Combes, 1969. 1, Calizas de agua dulce carstificadas; 2, Arcillas lateríticas con pisolitos; 3, Lutitas con óxidos de hierro y moldes de raíces; 4, Arcillas pisolíticas; 5 y 6, Marga ferruginosa con moldes de raíces; 7, Calizas con concreciones ferruginosas de hidromorfía.

Fig. 1.4.- The Cantaperdius Fm. Lateritic soils after Combes, 1969. 1, Freshwater karstified limestones; 2, pisolitic and lateritic clays; 3, Lutites with iron oxids and root-casts; 4, Pisolitic clays; 5 and 6, Ferruginous marl with root-casts. 7, Limestones with hydromorphic nodules.



Fig. 1.4A.- Calizas de agua dulce de la Fm Cantaperdius y los niveles de arcillas lateríticas intercalados. Modificado Combes, 1969.

Fig. 1.4A .- Freshwater limestones of the Cantaperdius Fm with alternating lataritic clays. Modified from Combes, 1969.

PARADA 1.5

Localización: Margen derecho del Barranc del Racó del Patorrat (Fig. 1.1), vista panorámica desde la pista forestal de Fredes a Beseit, cerca del Mas del Formenta y a la altura de la Ermita de St. Miquel y del Mas de la Sisé (Parada 1.5a). Pla del Riquet, junto a la pista forestal (Parada 1.5b).

Objetivos: La fracturación extensiva de la etapa de *rift* Malm-Cretácico inferior en el sector NE de la cuenca del Maestrazgo.(Fig. 1.5A). Las arcillas lateríticas de la base del Barremiense, tipos de contactos.

Observaciones: A primera vista se reconoce la discordancia del conjunto superior barremoaptiense sobre el conjunto inferior jurásico superior-hateriviense basculado hacia el S y erosionado. Esta disposición geométrica sugiere la existencia de una falla más al S que buza hacia el N. Dentro del conjunto inferior, el contacto 1 es una disconformidad que comprende a todo el Valanginiense. La superficie de erosión que separa los dos conjuntos está fosilizada por un nivel de arcillas lateríticas (2) de espesor irregular y tonalidades parduzcas. Se puede apreciar como esta superficie se encuentra claramente arqueada hacia abajo y hacia el S, como corresponde al *rollover* del bloque hundido de una falla lístrica. El conjunto superior barremo-aptiense describe un abanico de capas que se abre hacia el S. Esto indica la sincronía entre el juego de la falla y la sedimentación barremo-aptiense.

En resumen, se trata de una falla lístrica que ha actuado sincrónicamente con la sedimentación durante la etapa Titónico-Aptiense inferior. Durante el Hauteriviense terminal o el Barremiense basal se produce una caída relativa del nivel del mar y/o una disminución importante del desplazamiento de la falla, que da lugar a la exposición subaérea, erosión, carstificación y edafización del conjunto inferior. A partir del episodio laterítico el movimiento de la falla continúa hasta el Aptiense basal, pero con un desplazamiento menor que el manifestado durante el conjunto inferior.

Las arcillas lateríticas de la base del Barremiense, a la base de la primera secuencia barremiense (K1.4), se disponen sobre las tidalitas de la Fm Pleta (SD Titónico-Berriasiense, J10). El contacto, claramente discordante en el paisaje (parada 1.5a), a nivel de afloramiento (parada 1.5 b) sólo puede interpretarse como una disconformidad. También se pueden reconocer varios niveles lateríticos en el interior de la Fm Cantaperdius. La dolomitización que presenta la secuencia J10 es probablemente de tipo *mixing-zone*, por exposición subaérea de los sectores marginales en los tiempos finiberriasienses.



Fig. 1.5.- Discordancia del Barranc del Racó del Patorrat, geometría del roll-over de una falla lístrica. Explicación en el texto.

Fig. 1.5.- Barranc del Racó del Patorrat unconformity, geometry of a listric fault roll-over. See further explanations in the text.

PARADA 1.6

Localización: Valle del río Matarranya, a 1,5 km al S de Beseit, en la pista del Parrissal cerca de un antiguo molino (Fig. 1.1).

Objetivos: Cabalgamiento de les Voltes. Tipo de cabalgamiento con la base de la lámina cabalgante en el Keuper, dominante en los sectores más frontales de la zona del haz septentrional de cabalgamientos.

Observaciones: El cabalgamiento geométricamente presenta un rellano en el bloque superior y rampa en el inferior. Los materiales de la Fm Imón cabalgan a los conglomerados paleógenos. El plano de cabalgamiento buza unos 20 hacia el SE y se mantiene paralelo a las capas de la Fm Imón (Fig. 1.6).



Fig. 1.6.- Corte geológico entre El Castellar y Beseit, según Guimerà, 1988.

Fig. 1.6.- Cross-section trough Els Ports de Beseit from El Castellar to Beseit, after Guimerà, 1988.

PARADA 1.7

Localización: Pista forestal de Pena-roja de Tastavins a la Penya del Masmut (Fig. 1.1).

Objetivos: El cabalgamiento del Hereu, pertenece también al tipo de cabalgamiento con la base de la lámina cabalgante en el Keuper, dominante en los sectores más frontales de la zona del haz septentrional de cabalgamientos.

Observaciones: Se observa un buen ejemplo de los cabalgamientos del margen norte de la Zona de Enlace: un sistema imbricado con vergencia dominante hacia el norte. Se observa también como en las distintas láminas de cabalgamiento aparece una serie de materiales del Cretácico inferior progresivamente más completa y potente hacia el sureste (Fig. 1.7).

Estos cabalgamientos del sector septentrional se han interpretado como la inversión, durante la compresión alpina, de fallas extensivas de la etapa sinrift Malm-Cretácico inferior.



Fig. 1.7.- Corte geológico entre El Rossell y El Hereu, según Guimerà, 1988. J. Jurásico: Ci. Cretácico inferior; Cs. Cretácico superior; Ter, Terciario.

Fig. 1.7.- Cross-section trough Els Ports de Beseit from El Rossell to El Hereu, after Guimerà, 1988. J. Jurassic; Ci, Lower Cretaceous; Cs, Upper Cretaceous; Ter, Tertiary.

PARADA 1.8

Localización: Alrededores del pueblo de Herbers. Estructura anticlinal del S de Herbers (Fig. 1.1).

Objetivos: El cabalgamiento de Herbers-Alfara en el sector de Herbers (Fig.1.8). Laguna estratigráfica de la SD berriasiense terminal-valanginiense inferior (Fig. 1.8A). Las cuatro SD barremienses con más de 400 m de carbonatos de agua dulce (Fig. 1.8B).

Observaciones: El cabalgamiento de Herbers-Alfara separa dos láminas de cabalgamiento con unas series estratigráficas muy diferentes en lo que respecta a los materiales del Cretácico inferior. La inferior posee 70 m de materiales del Jurásico terminal-Barremiense continental, mientras la superior tiene unos 1000 m de materiales que van desde el Titónico-Berriasiense (Fm Pleta) al Aptiense (Fm Villarroya).

Interpretamos que el cabalgamiento se originó por la inversión de una falla normal sinsedimentaria con los materiales del Cretácico inferior. Hay que tomar en consideración también la erosión previa al depósito de los materiales de facies de Utrillas, que pudo eliminar una parte importante de los materiales de la actual lámina de cabalgamiento inferior.



Fig. 1.8.- Estructura sinclinal de Herbers, según Guimerà, 1988. J-M, Em Pleta; P-H; Em Herbers y Em Cantaperdius; CI, Em Cantaperdius; B, Em Artoles; B-A, Em Morella; A, Aptiense; U, Ec Utrillas; CS Cretácico superior; T, Terciario.

Fig. 1.8.- Herbers syncline, after Guimerà, 1988. J-M, Pleta Fm; P-H; Herbers Fn and Cantaperdius Fm; CI, Cantaperdius Fm; B, Artoles Fm; B-A, Morella Fm; A, Aptian; U, Utrillas facies; CS, Upper Cretaceous; T, Tertiary.

Desde el punto de vista estratigráfico, en esta parada tiene interés comparar la sucesión de carbonatos de agua dulce con la estudiada en Els Mangraners (Parada 1.1) y en el Barranc del Racó del Patorrat (Parada 1.5). Situaciones similares a esta última se hallan en el Parrissal o en Bc. de l'Escresola (Fig. 1.8B). El estudio de las carofitas de estas monótonas series continentales ha permitido caracterizar el acuñamiento de las Fms Herbers y Mangraners hacia los márgenes septentrionales de la cuenca, así como el carácter onlapante de la Fm Cantaperdius (Barremiense).Por otra parte la serie de Herbers es fundamental para la bioestratigrafía de las carofitas barremienses, a escala europea. Desde un punto de vista paleogeográfico estos depósitos barremienses de agua dulce dominaron completamente las zonas más marginales de la cuenca y crearon una zona salobre en gran parte de ella. La cuenca del Maestrazgo se convirtió en un golfo estuario (Fig.1.5C).





Fig. 1.84.- Serie de Herbers.



Fig. 1.8B.- Correlación de los carbonatos neocomienses de agua dulce (Em El Mangraner, Em Herbers, Em Cantaperdius) del márgen N de la cuenca del Maestrazgo.

Fig. 1.8B.- Correlation of the Neocomian freshwater carbonates (El Mangraner Fm, Herbers Fm, Cantaperdius Fm) in the northern margin of the Maestral basin.



Fig. 1.8C - Reconstrucción paleogeográfica durante el Barremiense inferior. 1, Marismas (Fm Cantaperdius y Fm Mirambell); 2, Llanura mareal (Fm Artoles): 3, Lagoon con barras de marea (Fm Artoles).

Fig. 1-8C.- Paleogeographic reconstruction of the Maestrat basin during the Lower Barremian. 1, Carbonate swamp (Cantaperdius Fm and Mirambell Fm); 2, Tidal flat (Artoles Fm); 3, Lagoon with tidal bars (Artoles Fm).

El sistema deltaico aptiense basal. Variaciones del modelo deposicional general de plataforma urgoniana durante el Aptiense inferior y superior basal. Mecanismos de control tectónicos y eustáticos.

PARADA 2.1

Localización: Carretera de Morella a Forcall, unos 200 m al W de la cantera de arcillas de la Teuleria Milian (Fig. 1.1).

Objetivos: El sistema deposicional deltaico del Aptiense basal depositado como cortejo de bajo nivel del mar (*Lowstand systems tract*, LST) de la SD aptiense inferior-superior (K1.8).

Observaciones: Panorámica de la llanura deltaica fluvial de un sistema deltaico dominado por las mareas (Fig. 2.1). Facies de abandono deltaico y del TST (Fm Xert) en la parte superior (Figs. 7, 8, 9). Las facies de canales distributarios consisten en conjuntos de canales multiepisódicos, con lags bien desarrollados y rellenos de arenas, que presentan estructuras de formas de mediana a gran escala de dunas y barras. Entre las facies canalizadas se pueden disponer depósitos de lóbulos de derrame (Fig. 2.1A).

PARADA 2.2

Localización: Carretera de Vinaròs a Vitoria N-232, punto kilométrico 25.5, en las proximidades de la población de La Jana (Fig. 1.1).

Objetivos: La Mola de Xert, pequeña plataforma aislada (Fig. 2.2). Panorámica, desde el E, de la geometría de progradación hacia el NE del HST de la plataforma de carbonatos de la secuencia aptiense inferior (K1.8).

Observaciones: El margen N de la plataforma muestra un talud calcarenítico, con progradación de tipo sigmoidal (Fig. 2.2A). La erosión ha preservado en el corte (A-A'de la Fig. 2.2) únicamente la parte inferior de los cuerpos sigmoidales progradantes. Las clinoformas se disponen en downlap sobre la parte superior del paquete más margoso, parcialmente cubierto, que hay por encima de la Barra de Morella (Fm Forcall), y que constituye la parte superior del cortejo transgresivo (TST), indicando la posición aproximada de la superficie de máxima inundación (mfs) o de *downlap* sobre el cortejo transgresivo.

PARADA 2.3

Localización: Mola de Xert, pista de acceso a las canteras que explotan las calizas de rudistas (Fig. 1.1).

Objetivos: Megasecuencia de somerización de las facies del cortejo progradante observado en la panorámica de la parada anterior. Geometría del margen NE de la plataforma.

Observaciones: El corte de la pista que da acceso a las canteras permite una buena observación de la sucesión de facies que va desde las margas de cuenca a las calizas de rudistas de la plataforma somera (Fig.2.3). El tramo inferior de la serie está formado por margas piritosas de cuenca, pertenecientes a la parte superior de la Fm Forcall, con ammonites (zona de Deshayesi), braquiópodos, equínidos y *Plicatula* sp. Las facies más distales de plataforma profunda consisten en mudstones blancos con ammonites y pirita, que superiormente pasan a facies más proximales nodulosas y margosas. Estos materiales presentan un claro aumento progresivo hacia arriba de la diversidad específica de las formas bentónicas, indicando la proximidad de la plataforma somera.



Fig. 2.1.- Teuleria Milian. Sistema deltaico del Aptiense basal (Fm Morella).

Fig. 2.1.- Teuleria Milian. Lower Aptian deltaic system (Morella Fm).



Fig. 2.1A.- Fin Morella. Canales distributarios multiepisódicos.

Fig. 2.1A.- Morella Fm. Multistorey distributary channels.



Fig. 2.2.- Mapa de los cortejos sedimentarios de la plataforma de carbonatos de La Mola de Xert. Secuencia aptiense inferior (K1.8).

Fig. 2.2.- Sequence stratigraphy map of the La Mola de Xert carbonate platform. Lower Aptian sequence (K1.8).



Fig. 2.2A.- Corte de la cara E de la plataforma de carbonatos de la Mola de Xert. Explicación en el texto.

Fig. 2.2A .- La Mola de Xert carbonate platform. Cross-section from the eastern side. See further explanations in the text.



Fig. 2.3.- Serie estratigráfica de la Mola de Xert.

Fig. 2.3.- Stratigraphic section of the La Mola de Xert.

Los materiales que constituyen la plataforma somera, pertenecen a la parte basal de la Fm Villarroya y se pueden dividir en dos grandes grupos de facies: facies de bancos marginales con arrecifes de corales y facies de plataforma protegida con rudistas. Las facies de bancos marginales están formadas por calcarenitas masivas que contienen corales en posición de vida. Los corales muestran una sucesión vertical en formas y tamaños, que va de cabezas pequeñas y planas en la base, a formas ramosas y después a formas masivas semiesféricas, progresivamente mayores hacia el techo (hasta 2 m).

Las facies de rudistas son wackestones o floatstones, localmente packstones, de requiénidos que alternan con pasadas de caprotínidos, y *Chodrodonta*, casi siempre en posición de vida. La matriz micrítica suele ser siempre rica en miliólidos y localmente también en orbitolinas y fragmentos de equínidos. Estos materiales se disponen en ciclos que van de decamétricos en la base, a métricos en el techo de la unidad, indicando una disminución progresiva hacia arriba de la acomodación. Los techos de algunos ciclos presentas claras señales de exposición subaérea con signos de carstificación.

Desde las inmediaciones de la entrada de la primera cantera abandonada se puede contemplar una buena vista panorámica del margen NE de la plataforma y del inicio de la progradación sigmoidal del talud N, observada en la parada anterior, pero en este caso desde el lado W. El margen de plataforma presenta formas de montículos de fango con rudistas, sobre las que se acuñan algunas capas planas más internas y pasan, hacia el lado del mar abierto, dibujando clinoformas sigmoidales.



SW-NE

Fig. 2.4.- Secuencia aptiense inferior (K.1.8). La parte superior del cortejo transgresivo está deformada en roll-over por acción de la falla listrica sinsedimentaria.

Fig. 2.4- Lower Aptian sequence (K1.8). Roll-over of the transgressive systems tract in its upper part related to a listric growth fault.



Fig. 2.4A.- Detalle de las facies de los cuerpos calcareníticos representados en la figura anterior.

Fig. 2.4A.- Sedimentary facies of the calcarenite bodies represented in the previous figure.

PARADA 2.4

Localización: Pista forestal de la Mola de Xert en las proximidades de la Font del Albi (Fig. 1.1).

Objetivos: Geometría en *roll-over* de la parte superior del cortejo transgresivo (TST) de la secuencia aptiense inferior (K1.8) y estudio de las facies y componentes. Geometría de las facies de talud progradantes del cortejo de alto nivel en el margen W de la plataforma (HST).

Observaciones: La sedimentación de la secuencia aptiense inferior está fuertemente controlada por la tectónica, como en el caso de la Mola de Xert. El juego sinsedimentario de la falla lístrica N-S del Mas de Espera (Fig. 2.4) ha quedado reflejado principalmente en la geometría en roll-over que presentan los materiales de la parte superior del cortejo transgresivo, pertenecientes al Mb Barra de Morella y Mb Morella la Vella de la Fm Forcall (Fig. 2.4). La acción de esta falla también controló la deposición y la progradación de los taludes occidentales del HST.

En el corte, los materiales del Mb Morella la Vella estan formados por tres barras calcareníticas que alternan con tramos más margosos ricos en orbitolinas. Las barras calcareníticas presentan una geometría arqueada hacia abajo, a la vez que se abren en abanico hacia el W y se acuñan hacia el E (Fig. 2.4). En la base se disponen mudstones blancos y margas (Fig. 2.4). Las barras calcareníticas muestran estratificación cruzada hacia el W y contienen cuerpos biostromales de rudistas de hábito de vida elevado (*Pachytraga*, Fig. 2.4A). Los tramos nodulosos y margosos muy ricos en orbitolinas se han interpretado como facies más profundas, donde las orbitolinas estarían retrabajadas y transportadas desde sectores más someros y proximales de la plataforma (Fig. 2.4A). Finalmente, los mudstones y margas de la base corresponderían a las facies de plataforma profunda distal y cuenca (Fig. 2.4A).



Fig. 2.4B.- Serie estratigráfica indicada en la Fig. 2.4.

Fig. 2.4B.- Section indicated in Fig. 2.4.

La evolución vertical de estas facies del cortejo trangresivo muestra localmente una configuración progradante debido al juego de la falla. Interiormente está formada por una organización en parasecuencias de somerización, en las cuales el término basal incluye facies de plataforma profunda proximal y distal y el término superior está formado por cuerpos calcareníticos que incluyen boundstones de rudistas elevadores (Fig. 2.4 B).

La cota 861 muestra la progradación, hacia el W y hacia el plano de la falla del Mas de Espera, de los taludes calcareníticos del HST de la secuencia aptiense inferior (corte B-B', Fig. 2.2).

PARADA 2.5

Localización: Desert de les Palmes, Benicàssim (Fig. 2.5A).

Objetivos: Reconocimiento de tres etapas de fracturación extensiva intramesozoica. Geometría y arquitectura de las facies de plataforma de carbonatos del HST de la SD aptiense inferior (K1.8) controladas por un dispositivo de falla lístrica.

Observaciones: Se reconocen dos sistemas de fallas normales NE-SW. Estas fallas produjeron un basculamiento de las capas mesozoicas, que se incrementa hacia el plano de de falla. Esta disposición geométrica, denominada roll-over, de las capas del bloque hundido de las fallas indica que se trata de fallas lístricas (Fig. 2.5A).



Fig. 2.5.- Situación de las paradas 2.5 a 3.".

Fig. 2.5.- Location of stops 2.5 to 3.7.

Un sistema incluye varias fallas que buzan hacia el NW. Se reconocen dos períodos de actividad con basculamiento de las capas hacia el SE; el primero con anterioridad (y/o sincrónicamente) a la Fm de Cortes de Tajuña (Lías) y el segundo previo al depósito de los materiales de facies Weald (Barremiense?), dando lugar a la formación de dos generaciones de discordancias angulares, que hacen reposar a las brechas del Lías sobre el Buntsandstein y a los materiales en facies Weald sobre el zócalo paleozoico.

El segundo sistema extensivo consiste en una falla que buza hacia el SE (Falla de Benicàssim). Lleva asociado un abanico de capas en materiales calcáreos de la SD aptiense inferior (K1.8)



Fig. 2.5A.- Esquema estructural de las etapas de fracturación extensiva durante el Cretácico. 1, Neógeno y Cuaternario; 2, Aptiense; 3, Barremiense (Fc Weald y Fm Artoles); 4., Jurásico; 5, Fc Muschelkalk y Keuper; 6, Fc Buntsandstein; 7, Zócalo hercínico.

Fig. 2.5A.- Structural scheme of the Cretaceous extensional phases. 1. Neogene and Quqternary: 2. Aptian; 3, Barremian (Weald Fc and Artoles Fm); 4, Jurassic; 5, Muschelkalk and Keuper; 6, Buntsandstein; ⁻. Hercinian basement.



Fig. 2.5B.- Secuencia aptiense inferior (K1.8). Geometría en abanico de capas y distribución de facies.

Fig. 2.5B.- Lower Aptian sequence (K1.8) displaying a fan-shaped disposition. Distribution of facies is also indicated.



Fig. 2.5C.- Modelo deposicional de la figura anterior.

Fig. 2.5C- Depositional model of the previous figure.

(Figs. 2.5B, 2.5C). Esto indica la sincronía entre el juego de la falla y el depósito de los materiales. Además, la distribución de los cinturones de facies está furtemente controlada por la accion sinsedimentaria de la falla (Fig. 2.5C).

El alargamiento producido previamente al Barremiense es de 1.34, mucho mayor que el producido posteriormente (1.07) durante el resto del Mesozoico y durante el Neógeno, tal como se deduce del corte I-I' (B) y de su restitución parcial (C) (Fig.2.5A).

PARADA 2.6

Localización: Benicàssim, desmontes por encima de la gasolinera de la carretera general. Se accede por el inicio de la carretera del Desert de les Palmes (Fig. 2.5A).

Objetivos: Reconocimiento de las facies de plataforma profunda y de calcarenitas de bancos de margen de plataforma con construcciones de corales y algas (Fig 2.5B, C, 2.6).

Observaciones: Las facies de plataforma profunda, como en la Mola de Xert, están formadas por calizas nodulosas que se disponen sobre margas de cuenca con ammonites (Figs. 2.5C, 2.6). Por encima se encuentra un potente paquete de calcarenitas (hasta 250 m), de los cuales los primeros 70 m constituyen los bancos marginales con construcciones de corales y algas que son el motivo de estudio de esta parada.

Los *boundstones* de corales y algas están formados por calizas con fábricas *mud-supported* que se habrían originado por el efecto *baffling* de diversos organismos sobre el sedimento. La facies básica está formada por ciclos compuestos por una alternancia decimétrica de corales planos, y ramosos en menor cantidad, principalmente microsolénidos, con estromatolitos incrustantes planos o columnares y sedimento.

El sobrecrecimiento e incrustación de corales por cianobacterias puede ser interpretado como el resultado de cambios periódicos en el trofismo de las aguas. Los intervalos con condiciones oligotróficas favorecerían el crecimiento de los corales microsolénidos. Mientras que las entradas de nutrientes en la cuenca producirían la muerte de los corales y favorecerían el desarrollo de las cianobacterias. El origen de los suministros cíclicos de nutrientes podría estar relacionado con corrientes estacionales de *upwelling*, o tener origen continental estacional en relación con aportes terrígenos fluviales.



Fig. 2.6.- Serie estratigráfica de la secuencia aptiense inferior (K1.8) en Benicàssim.

Fig. 2.6.- Stratigraphic section of the Lower Aptian sequence in Benicassim (K1.8).

PARADA 2.7

Localización: Carretera del Desert de les Palmes desde Benicàssim, en las cercanías del puente sobre la autopista (Fig. 2.5A).

Objetivos: La discordancia angular de la base de las brechas dolomíticas de la Fm Cortes de Tajuña sobre los materiales de facies Buntsandstein, localmente Muschelkalk.

Observaciones: Por debajo de esta discordancia poco deformada, el zócalo hercínico y los depósitos triásicos están fuertemente basculados (30° hacia el SE) y afectados por fallas normales de salto hectométrico (Fig. 2.7).



Fig. 2.7.- Esquema de la discordancia angular que configura el límite inferior de la supersecuencia jurásica. J2, Dogger y Malm; J1, Lias (brechas de la Fm Cortes de Tajuña); M, Muschelkalk; B2 y B1, Buntsandstein; P2, Zácalo hercínico.

Fig. 2.7.- Scheme of the angular unconformity which indicate the boundary of the Jurassic Supersequence. J2, Dogger and Malm; J1, Lias (breccia of the Cortes de Tajuña Fm); M, Muschelkalk; B2 and B1, Buntsasanstein; P2, Hercinian basement.

La cuenca de Aliaga - Penyagolosa. Sedimentación sinrift de las facies Weald. La plataforma de carbonatos de la secuencia aptiense superior. Dolomitización hidrotermal postaptiense.

PARADA 3.1

Localización: Camino asfaltado de Costur a La Bassa, a unos 500 m del cruce con la carretera de Vilafamés a Alcora (Fig. 2.5A).

Objetivos: Contacto discordante de los materiales de facies Weald (Fm Camarillas) sobre el zócalo paleozoico.
Observaciones: Aunque hasta el momento no se ha podido encontrar flora alguna de carófitas, por criterios regionales se atribuye el conjunto de lutitas abigarradas con intercalaciones arenosas a la parte superior de la Fm Camarillas (Barremiense). Por encima se disponen transgresivamente los carbonatos marinos someros de la Fm Artoles.

PARADA 3.2

Localización: Llucena (Fig. 2.5A).

Objetivos: Encuadre geológico. Reconocimiento de la discordancia angular en la base de los materiales de facies Weald, que indican una tectónica extensiva intramesozoica durante la etapa de *rift* jurásico superior-cretácico inferior. También pueden reconocerse estructuras contractivas y extensivas terciarias.

Observaciones: Los materiales de facies Weald (Hauteriviense -Barremiense) descansan discordantemente sobre los preexistentes; se disponen, de sur a norte, sobre unidades progresivamente más antiguas, desde materiales jurásicos hasta materiales triásicos en facies Muschelkalk. Esto se interpreta como el resultado de la erosión pre-Weald de bloques basculados entre fallas normales. Algunas de dichas fallas pueden identificarse a partir del mapa geológico 1:50.000 de l'Alcora, ya que producen cambios muy bruscos en la potencia de los materiales jurásicos conservados bajo el Weald (Fig. 3.2).

La Fig.3.2A es un esquema interpretativo del control tectónico de la facies Weald en de la transversal entre el Tossal de Alcorna (entre Alcora y Ribesalbes) y Xodos, según se desprende de



Fig. 3.2.- Llucena, Contacto discordante del Weald sobre los materiales triásicos. Base de la supersecuencia cretácica inferior.

Fig. 3.2.- Llucena. The bottom of the Lower Cretaceous Supersequence is a marqued angular unconformity which has put the basal deposits (Weald facies) in touch with Jurassic, Triasic and even Paleozoic rocks (previous stop).

la interpretación del sector de Llucena. La falla de Xodos, que buza hacia el S, actuaría primero, controlando la sedimentación de la Fm Castellar en la cubeta de Penyagolosa. Posteriormente, la falla del Tossal de Alcorna, con buzamiento hacia el N, jugaría durante la sedimentación de la Fm Camarillas. La superficie de trangresión barremiense superior, al N de Xodos, se suma con la importante discontinuidad sinrift de edad finiberriasiense que separa el ciclo jurásico del del Cretácico inferior (supersecuencias).



Fig. 3.2A.- Control tectónico de la sedimentación de las facies Weald en la tranversal Xodos - Tossal de Alcorna.

Fig. 3.2A.- Cross-section trough Weald facies from Xodos to Tossal de Alcorna. Tectonic control and tilting of the basement blocks is noticeable.

PARADA 3.3

Localización: Carretera de Llucena a Teruel C-232, Km 50, Vía Pecuaria No. 7 de acceso a St. Joan de Penyagolosa por la Masía Agustina y el Mas Quemado (Fig. 2.5).

Objetivos: Los materiales de facies Weald discordantes sobre los triásicos de facies Keuper.

PARADA 3.4

Localización: Pista forestal de St. Joan de Penyagolosa, vertical sobre la cantera abandonada del fondo del río Juanola (Fig. 2.5).

Objetivos: Panorámica de los materiales de facies Weald coronados por los de facies urgoniana (Barremiense superior - Aptiense).



Fig. 3.5.- Corte geológico del macizo de la Penyagolosa, desde las facies Weald al techo de la facies urgonianas (I-m Villarroya).

Fig. 3.5.- Cross-section trough the Penyagolosa massif from Weald facies to the top of urgonian facies (Villarroya Fm).

PARADA 3.5

Localización: Pista forestal de St. Joan de Penyagolosa, corte a lo largo del camino que se inicia junto a la Masía Agustina (Fig. 2.5).

Objetivos: Las facies Weald: la Fm Castellar y la Fm Camarillas. La transgresión Barremiense: la Fm Artoles. Las secuencias aptiense inferior (K1.8) y aptiense superior (K1. 9). Panorámica de conjunto de las facies urgonianas sobre las facies Weald (Fig. 3.5).

Observaciones: En la base se disponen hasta 30 m de alternancias de wackestones de agua dulce con margas y areniscas de la Fm Castellar, con una cierta influencia marina en la parte superior de la unidad. Por encima le siguen hasta 55 m de materiales más detríticos de la Fm Camarillas. Están formados por alternancias de lutitas y areniscas de origen fluvial con una cierta influencia marina en la base (ostras).

La Fm Artoles es claramente transgresiva sobre los materiales detríticos subyacentes en facies Weald. Está formada (hasta 40 m) por carbonatos marinos de aguas someras y presenta facies perimareales muy bien preservadas.

La vista panorámica desde el collado (Fig. 3.5) permite apreciar el conjunto de las dos secuencias aptienses (hasta 500 m). La secuencia aptiense inferior (hasta 300 m) está formada por las mismas unidades litológicas que en la cuenca del Maestarzgo y presenta unas características muy similares. La secuencia aptiense superior (más de 200 m) está formada por una unidad basal más margosa (zona de Nutfieldensis) a la que se superpone otra calcárea (zona de Jacobi). Esta unidad superior, en el sector de la Penyagolosa, contiene unas intercalaciones características de tonalidaes rojas. Están formadas por bancos de calcarenitas oolíticas y bioclásticas muy ferruginizadas, que constituyen el término superior de varias parasecuencias de somerización, muy ricas en glauconita cerca de los límites.

PARADA 3.6

Localización: Carretera de Vistabella del Maestrat a la Atzeneta, en las proximidades del Km 18.5, junto al tramo del puente antiguo abandonado (Fig. 2.5).

Objetivos: La dolomitización profunda hidrotermal en relación con la zona de umbral del accidente Montalbán - Orpesa y asociada a procesos de fracturación extensiva. **Observaciones:** Los cuerpos dolomíticos son siempre sin o post fracturación. Este hecho es observable, desde la escala métrica, como el que nos ocupa afectando al Jurásico superior (Fig. 3.6), hasta la escala del orden de 10 km, sobre el Umbral Ibérico Sudoriental en la zona mineralizada de Cedramán-Valdelinares, afectando al Aptiense.

Las relaciones de isótopos estables de O y C PBD reflejan un ambiente de enterramiento a profundidad intermedia con influencia de fluidos más calientes que los de medios meteóricos o marinos. Las dolomías hidrotermales presentan normalmente una temperatura de fraccionamiento de la composición isotópica del O tal que permite diferenciarlas bien de las formadas por otros mecanismos. A pesar de todo no es necesario descartar la posible mezcla de aguas meteóricas. La fuente del Mg podría haber sido marina, pero, hipotéticamante estos fluidos tambíén podrian haber sido influenciados por las salmueras ricas en Mg derivadas del Triásico (Salas, et al., 1986a) (Figs. 3.6A, 3.6B).

Algo más al S, los depósitos de Pb y Zn de la zona de Cedramán - Valdelinares, también se habrían originado como resultado de los mismos fluidos que originaron la dolomía de caja. El basamento paleozoico es rico en concentraciones de Pb, Zn y Cu.

La dolomitización por circulación de fluidos hidrotermales, aprovechando la fracturación y/o porosidad de la roca original, es uno de los procesos más importantes involucrados en la formación de grandes cuerpos de dolomías masivas (Land, 1985).



Fig. 3.6.- Relación entre dolomitización y fracturación en las calizas kimmeridgienses del Coll del Vidre. Carretera de La Atzeneta a Vistabella del Maestrat.

Fig. 3.6.- Dolomitization is controlled by faults affecting the kimmeridgian limestones in El Coll del Vidre. Road from La Atzeneta to Vistabella del Maestrat. A manera de hipótesis se ensaya la aplicación de un modelo de convección geotérmica basado en las ideas de Kohout (1967). El sistema constaría de dos entradas de agua meteórica y marina que serían impulsadas por la energía del flujo calorífico geotérmico (Fig. 3.6C).



Fig. 3.6A.- Situación estratigráfica de las muestras para los análisis isotópicos.

Fig. 3.6A.- Startigraphic location of the samples for the isotopic analysis.

PARADA 3.7

Localización: Xodos, cerro de la ermita de St. Cristòfol (Fig. 2.5).

Objetivos: Cortejo de alto nivel (HST) de la secuencia aptiense superior (K1.9). Reconocimiento de un margen de plataforma y talud con fenómenos de resedimentación.

Observaciones: las facies de margen de plataforma están formadas por cuerpos calcareníticos que forman los bancos del margen propiamente dichos y que contienen construcciones de geometría biohermal de corales y también algunos biostromas de rudistas (Fig. 3.7, 3.7A).

Las facies de talud son calcarenítas que alternan con tramos más margosos de wackestones packstones de orbitolinas. El tramo superior calcarenítico presenta facies de resedimentación, con brechas, slumps y fallas lístricas de orden decamétrico, buzando hacia el SE, que producen la rotación de bloques. En la parte inferior del talud, algunos de estos bloques están incluidos dentro de las facies más margosas. Las fases de inestabilidad del talud que producirían los fenómenos de resedimentacion se incribirían en el contexto de la etapa de rift jurásico superior-cretácico inferior.



Fig. 3.6B.- Composición isotópica de Carbono y Oxígeno de las dolomías asociadas a fracturas. Las flechas indican tendencias de enriquecimiento en isótopos ligeros de Oxígeno de la Calcita al dolomitizarse.

Fig. 3.6B.- Carbon-Oxygen isotopic compositions of fracture-related dolomites. Arrows indicate the enrichment trends in light isotops of Oxygen of the Calcite after its dolomitization.









Fig. 3.7.- Xodos. Las facies de talud de la plataforma aptiense superior están fuertemente controladas por la tectónica extensiva sinsedimentaria.

Fig. 3.7.- Xodos. The Upper Aptian platform talus facies are strongly controlled by synsedimentary extensional tectonics.



Fig. 3.7B.- Detalle de los montículos arrecifales de corales y algas en el margen de plataforma de Xodos (secuencia aptiense superior, K1.9)

Fig. 3.7B.- Detail of the coral-algal reef mounds in the platform margin of Xodos (Upper Aptian sequence, K1.9).

El Cretácico inferior del margen occidental de la cuenca del Maestrazgo. La sedimentacion valanginiense y hauteriviense en el sector de Catí.

PARADA 4.1

Localización: Benassal, Mas de St. Cristòfol (Fig. 4.1).

Objetivos: El Mb de calizas de Benassal en su localidad tipo.

Observaciones: La Fm de calizas de Benassal fue definida formalmente por Canérot et al. (1982) y posteriormente se ha visto que se trata de una unidad equivalente a la parte superior de la Fm Villarroya. Está formada por calizas grises o beige (hasta 100 m de potencia), con estratificación de decimétrica a mètrica. En la parte inferior alternan las pasadas más micríticas con las calcareníticas, mientras que hacia la parte superior las alternancias de margas se hacen más importantes. El límite inferior es el techo de la barra de *Toucasia* de la Fm Villarroya y el superior la base de la Fm Escucha, donde se instalan los campos del Mas de St. Cristòfol. En la primitiva definición de esta unidad como formación se incluía también como parte de la misma la Fm Escucha. El Mb Benassal contiene *Orbitolina texana* y *Simplorbitolina manasi*, que permiten atribuir esta unidad al Aptiense superior.

PARADA 4.2

Localización: Ermita de St. Cristòfol de Benassal (Fig. 4.1).

Objetivos: Vista panorámica sobre la Rambla Carbonera. Progradación de las facies calcareníticas del HST de la secuencia barremiense inferior (K1.5).

Observaciones: Las facies marginales de plataforma somera, formadas por barras calcareníticas (bajíos), progradan sobre las facies margosas, situadas más al N, de plataforma profunda proximal.

PARADA 4.3

Localización: Carretera de Vilafranca a Albocàsser, Km 9, al pie del Tossal de Orenga, en las inmediaciones de la Venta del Hostalet, junto al cruce de la carretera de Catí (Fig. 4.1).

Objetivos: La SD titónico-berriasiense (J10) y la discontinuidad finiberriasiense. La dolomitización pre valanginiense inferior. La SD berriasiense terminal - valanginiense inferior (K1.1) en un zona de umbral. La SD hauteriviense (K1.3).

Observaciones: En la base de la serie se encuentra la Fm Bovalar, que muestra parasecuencias de somerización calcareníticas de alta energía (*grainy*). Los términos calcareníticos son oolíticobioclásticos y pueden ser ricos en oncoides y nerineidos. Esta unidad se encuentra parcialemte



Fig. 4.1.- Situación de las paradas 4.1 a 4.6.





Fig. 4.3.- Tossal de Orenga. Influencia del umbral Montalbán - Orpesa en los inicios de la supesecuencia cretácica inferior.

Fig. 4.3.- Tossal de Orenga. The role of the Montalbán - Orpesa threshold at the beginning of the Lower Cretaceous supersequence.

dolomitizada por cuñas de dolomía rojiza de grano grueso. El tramo superior es un potente paquete dolomítico de unos 15 m que presenta abundante carstificación (Fig. 4.3, 4.3A).

El techo dolomitizado de las dolomías se encuentra afectado por una superficie de erosión que corresponde a la discontinuidad finiberriasiense (Fig. 4.3A). Por encima se disponen hasta 3 m de mudstones de carofitas y ostrácodos con algunas pasadas laminadas con porosidad fenestral que fosilizan la supeficie de erosión. Este pequeño tramo se interpreta como el sector más marginal del HST de la SD berriasiense terminal-valanginiense inferior (K1.1).

En el techo de las calizas de agua dulce se encuentra una superficie de carstificación que representaría a la discontinuidad intravalanginiense (Fig. 4.3A). El TST de la SD hauteriviense (K1.3) fosiliza la superficie de carstificación y está formado por rudstones bioclàsticos de fragmentos de moluscos rodados, seguidos de algunas parasecuencias de marga-caliza. Por encima el HST consta de margas caqui con ammonites (zonas de Sayni, Ligatus, Balearis y Angulicostata) que caracterizan al Hauteriviense superior y equínidos irregulares, al que siguen dos parasecuencias decamétricas de margas - calcarenitas. Los términos calcareníticos contienen construcciones arrecifales de corales y algas.



Fig. 4.3A.- Tossal de Orenga. Detalle de los límites de la secuencia valanginiense inferior (K1.1).

PARADA 4.4

Localización: Vilar de En Canes (Fig. 4.1).

Objetivos: Vista panorámica del Tossal de Orenga desde el W. Progradación y geometría en abanico de capas del HST de la SD hauteriviense terminal-barremiense basal (K1.4).

Observaciones: Los bancos calcareníticos (bajíos) del HST de la primera SD K1.4 pasan latelalmente hacia el N a facies margosas de plataforma profunda proximal, mostrando una disposición claramente progradante hacia el N. Además, estos bancos calcareníticos muestran una geometría en abanico de capas que se abre hacia el N, la cual atribuimos a un basculamiento del substrato. La arquitectura de las facies y la geometría en abanico se interpretan que fueron producidas por una falla sinsedimentaria del substrato que buzaría hacia el S.

Fig. 4.3A.- Tossal de Orenga. Detail of the Lower Valanginian sequence boundaries (K1.1).



Fig. 4.5.- Carretera del santuario de El Avellà. La secuencia valanginiense inferior.

Fig. 4.5.- Road to El Avellà Sanctuary. Lower Valanginian sequence.

PARADA 4.5

Localización: Carretera local de Catí al Santuario de la Mare de Déu de El Avellà (Fig. 4.1).

Objetivos: La secuencia de depósito berriasiense terminal-valanginiense inferior (K1.1) (Fig. 4.5).

Observaciones: Por encima de los bancos doblados por una pequeña flexión en el techo de la secuencia titónico - berriasiense, se produce una entrada de arenas muy significativa que nos marca la superficie de transgresión (ST) de la secuencia K1.1. Esta coincide con el límite (LS) inferior de la secuencia al no haberse depositado el cortejo de bajo nivel en este sector de la plataforma de carbonatos.

El TST está formado por la Fm de areniscas de En Siroll, con flora de carofitas de la zona de Nurrensis (Berriasiense terminal-Valanginiense), depositadas en una llanura mareal mixta. Las facies supramareales de marismas están formadas por margas y margocalizas nodulosas grisáceas con trazas de edafización y algún fragmento de carbón. En estas se intercalan episodios de mudstones laminados con porosidad fenestral, pasadas de brechas de tormenta y pequeños niveles de packstones bioclásticos. Estos últimos y algunas facies laminadas tendrían un carácter más intermareal. Las entradas de arena son constantes en toda la unidad y en bastantes casos están depositadas en *bedforms* de pequeña a mediana escala (Fig. 4.5A).

El sector W del afloramiento se presenta como facies de relleno de un laxo canal mareal. Las facies de relleno son iguales que las de intercanal, únicamente hay que destacar la existencia de *slumps*, *pillow-balls* y bloques caidos en la base o cerca de ella (Fig. 4.5B).



Fig. 4.5A.- Fm En Siroll (Berriasiense terminal). Arriba, Geometria del relleno de un canal de marea por facies inter-supra mareales. 1, facies submareales; 2, facies de marismas; 3, facies inter-submareales de relleno de canal. Abajo, modelo deposicional.

Fig. 4.5A.- En Siroll Fm (Uppermost Berriasian). Above, Geometry of a tidal-channel infilling by inter-supra tidal facies. 1, Subtidal facies; 2, Inter-subtidal facies; 3, Inter-subtidal facies of the channel infilling. Below, depositional model.

La buena preservación de estas facies en la base del TST de la SD K1.1, significaría una subida relativa rápida del nivel del mar.

En el resto del TST predominan progresivamente los carbonatos sobre los detríticos (Fm Polacos). La superficie de máxima inundación (mfs) está representada por una superficie ferruginizada y perforada. Por encima de ésta se dispone el HST, formado por parasecuencias de somerización calcareníticas de alta energía. El banco de grainstones oolítico-bioclásticos situado a 87 m contiene *Valdanchella miliani* (topotipo de la especie), un orbitolínido correlacionado con la biozona de ammonites Pertransiens (Valanginiense inferior basal). Algunos bancos de caracter más supramareal han librado carofitas de la zona Steinhauseri (Martín-Closas & Salas, 1988), anteriormente considerada como exclusivamante hauteriviense.

PARADA 4.6

Localización: Carretera de Catí al Santuario del Avellà (Fig. 4.1).

Objetivos: El TST de la SD hauteriviense (K1.3).

Observaciones: La superficie de transgresión (ST) coincide con el límite inferior (LS) de la secuencia al faltar el cortejo de bajo nivel. El tramo basal del TST de la secuencia hauteriviense está formado por la Fm de areniscas del Avellà. Se trata de depósitos litorales de llanura mareal. En la base, el canal mareal con un *lag* de ostreidos y cantos blandos presenta una composición litológica eminentemente carbonatada en la parte inferior. Este canal migra lateralmente y se puede seguir a lo largo del corte de la carretera algunas decenas de metros. El resto de la unidad es muy detrítica, formada por arenisca poco cementada con gran cantidad de moscovita. La llanura mareal arenosa está formada por *bed-forms* de mediana escala que pueden presentar bidireccionalidad (*herring-bones*). La secuencia mareal termina con 1 m de lutitas (*mud-flat?*), subyacentes a un banco de rudistas y nerineidos (Figs. 4.6, 4.6A, 4.6B, 4.6C).

El resto del TST está formado por la Fm de calizas de la Llàcova. En nuestro corte se inicia con unos 20 m de carbonatos ordenados en parasecuencias métricas con cierta cantidad de arena en los tramos margosos. Este tramo basal de la Fm Llàcova se ha interpretado como una plataforma de carbonatos somera y protegida (*lagoon*) (Fig. 4.6).

Los últimos 40 m de la sección representada son grainstones oolítico-bioclàsticos que se presentan en paquetes métricos con estratificación cruzada de gran escala. Corresponden a un conjunto de bancos marginales barrera (shoals, bajíos). En etapas de estabilización y parcial inactividad local de estas barras se instalan parches arrecifales de corales y algas. Episodios esporádicos de inactividad de la sedimentación vienen marcados por *films* ferruginosos que tapizan las barras y los arrecifes (Figs. 4.6A, 4.6D, 4.6E).

Los arrecifes son *bafflestones* de geometría biohermal. Están formados por *floatstones* de microsolénidos y algas. También en menor proporción se encuentran otros corales escleractínidos de formas masivas. Los microsolénidos suelen ser de tipo incrustante-masivo. Pero en determinadas circunstancias pueden adoptar estrategias ramosas. Entre el sedimento del arrecife superior destacan numerosos fragmentos de equínidos regulares (4.6D, 4.6E).

A partir del mirador de la antena de TV una falla levanta una parte de los materiales de la secuencia valanginiense superior (K1.2) que en el collado presentan facies ricas en rudistas. Por encima de estos materiales se dispone nuevamente el TST de la secuencia hauteriviense con facies similares a las descritas. En el túnel de la carretera afloran las facies margosas con ammonites y demás fauna marina abierta hauteriviense, en las cuales se debe situar la superficie de máxima inundación (mfs). Por encima del tramo margoso la configuración de la serie se invierte y se pasa del carácter retrogradante-transgresivo al progradente - regresivo del HST, en los niveles más altos de la serie.



Fig. 4.6.- Carretera del santuario de El Avellà. Cortejo transgresivo de la secuencia hauteriviense (K1.3) (Fm Avellà y Fm Llàcova). 1, Depósitos de marea; 2, Lagoon; 3, Cinturón de bancos de margen con parches arrecifales.

Fig. 4.6.- Road to El Ayellà Sanctuary. The transgressive systems tract of the Hauterivian sequence (K1.3) (Avellà Fm and Llàcova Fm. 1, Tidal deposits; 2, Lagoon; 3, Calcarenite bank margin with coral-algal patch-reefs.



Fig. 4.6A.- Fm Avellà (Hauteriviense), detalle de la Fig. 4.6. Depósitos de marea. 1.1, Canal de marea: 1.2, Llanura mareal arenosa; Mud flat y banco de rudistas requiénidos.

Fig. 4.6A.- Avellà Fm (Hauterivian), detail of Fig. 4.6. Tidal deposits. 1.1. Tidal channel; 1.2, Sandy tidal flat; 3, Mud flat and Requienidae rudist bank.



Fig. 4.6B.- I'm Avellà (Hauteriviense). Arriba, geometría de los depósitos de marea. Abajo, modelo deposicional.

Fig. 4.6B.- Avellà (Hauteriviense). Fm. Above, geometry of the tidal flat deposits. Below, depositional model.







Fig. 4.6C.- Fm Avellà (Hauteriviense). Estructuras sedimentarias de las facies de llanura mareal arenosa (situación en Fig. 4.6B).

Fig. 4.6C.- Avellà Fm (Hauteriviense). Bed forms of the sandy tidal flat facies (location in Fig. 4.6B).



Fig. 4.6D.- Em Llàcova (Hauteriviense). Parches arrecifales de corales y algas en bancos de margen calcarentitos. 1, Equínido; 2, Microsolénido incrustante - masivo; 3, Coral incrustante; 4, Alga; 5, microsolénido masivo-ramoso; 6, Coral masivo; 7, Rudista requiénido y braquiópodo; 8, grainstone oolítico y bioclástico; 9, superficie ferruginosa; 10, Cicatriz.

Fig. 4.6D.- Fm Llàcova (Hauterivian). Algal-coral patch-reefs in calcarenite bank margin. 1, Equinoid; 2, Incrustant - massive Microsolenidae; 3, Incrustant coral; 4, Alga; 5, massive coral; 6, Requienidae rudist; 8, Oolitic and skeletal grainstone; 9, Ferruginous surface; 10, Scar.



Fig. 4.6E.- Detalle del parche arrecifal superior de la figura anterior. 1, Equínidos; 2, Alga; 3, Microsolénido incrustante - masivo; 4, Microsolénido masivo - ramoso; 5, Coral incrustante; 6, Coral masivo; 7, Grainstone oolítico y bioclástico. 8, Superficie ferruginosa; 9, Cicatriz.

Fig. 4.6E.- Detail of the upper patch-reef represented in the previous figure. 1, Equinoids; 2, Alga; 3, Incrustant - massive Microsolenidae; 4, Massive - branching Microsolenidae; 5, Coral incrustante; 6, Massive coral; 7, Oolitic and skeletal grainstone; 8, Ferruginous surface; 9, Scar.

EL CRETACICO INFERIOR DE LA CUENCA DE ORGANYA (LAMINA CABALGANTE DE BOIXOLS)

ORGANIZACION: X. Berástegui (1) y M. Losantos (1)

> LEADERS: J.M. García Senz (2)

X. Berástegui (1)

E. Caus (3)

M. Losantos (1)

C. Puigdefábregas (1)

(1): Servei Geològic de Catalunya

(2): Instituto Tecnológico y Geominero de España

(3): Universitat Autònoma de Barcelona

CONTEXTO GEOLOGICO

Introducción

Durante el Cretácico inferior el borde septentrional de la placa ibérica experimentó su segunda etapa de *rifting*. La respuesta sedimentaria a este contexto tectónico quedó reflejada tanto por la disposición secuencial de los carbonatos que se depositaron en la Cuenca de Organyà durante el intervalo Kimmeridgiense superior-Albiense como por las estructuras extensionales que afectaron a dichos sedimentos y/o fueron fosilizadas por ellos.

La Cuenca de Organyà fue tectónicamente invertida por la compresión alpina y su mayor parte quedó incorporada a la Lámina Cabalgante de Bóixols. Esta lámina cabalgante ofrece, en la actualidad, afloramientos espectaculares que permiten observar el desarrollo secuencial de los depósitos, su geometría y los accidentes tectónicos que controlaron la morfología y la paleogeografía de la antigua cuenca.

El objetivo de esta excursión es estudiar y comentar las secuencias de depósito identificadas en la Cuenca de Organyà y las estructuras extensionales asociadas. A tal efecto, se realizarán cinco cortes seleccionados en la Lámina Cabalgante de Bóixols, los cuales, complementados con los datos proporcionados por el perfil ECORS Pirineos, permiten definir la paleogeografía de la Cuenca de Organyà durante cada una de las fases de la etapa de *rifting* del Cretácico inferior.

Marco geológico. La estructura de los Pirineos. El perfil ECORS. M. Losantos.

Los Pirineos constituyen un cinturón de colisión alpino localizado entre las placas Europea e Ibérica (ECORS Pyrenees Team, 1988; Choukroune y equipo ECORS, 1989; Losantos et al., 1988).

El Pirineo está formado, a grandes rasgos, por un conjunto de láminas cabalgantes que involucran materiales del zócalo (Paleozoico) y de la cobertera (Mesozoico y Cenozoico); estas unidades muestran una disposición con doble vergencia, predominando en el Pirineo Central las estructuras vergentes al Sur. Las cuencas de antepaís se desarrollan en ambas vertientes.

El conjunto de unidades alóctonas en el Pirineo Central y Oriental ha sido dividido (Muñoz, 1984) atendiendo a la edad de los materiales que las forman; las Unidades Estructurales Superiores (*Upper Thrust Sheets*) están formadas exclusivamente por depósitos mesozoicos y cenozoicos y las Unidades Estructurales Inferiores (*Lower Thrust Sheets*) involucran, además, materiales del basamento hercínico.

El corte más completo del Pirineo de que se dispone en la actualidad corresponde al Perfil ECORS, que atraviesa el Pirineo Central desde Toulouse hasta Balaguer. Las principales unidades estructurales de la Cadena Pirenaica en la transversal del Perfil ECORS están representadas en la Fig. 1 y de Sur a Norte son: la Cuenca de Antepaís Meridional (Cuenca del Ebro), la Unidad Central Surpirenaica, la Zona de las Nogueras, las Láminas Cabalgantes de Zócalo (Zona Axial), la Falla Norpirenaica, las Láminas Cabalgantes Septentrionales (Zona Norpirenaica) y la Cuenca de Antepaís Septentrional (Cuenca de Aquitania). Los cabalgamientos pirenaicos más importantes se



Fig. 1.- Esquema de las unidades estructurales del Pirineo Central. Situación del Perfil ECORS. 1: Zócalo Hercínico, 2: Mesozoico, 3: Terciario incorporado en los mantos de corrimiento, 4: Terciario de las cuencas de antepaís, 5: materiales post-orogénicos.

Fig. 1.- Structural units of the Central Pyrenees and location of the ECORS profile. 1: Hercinian Basement, 2: Mesozoic, 3: Tertiary incorporated in thrust sheets, 4: Tertiary deposited in foreland basins, 5: post-orogenic sediments.

han desarrollado entre el Cretácico superior y el Oligoceno en una secuencia de bloque inferior (*piggy-back sequence*).

La Unidad Central Surpirenaica (Séguret, 1972) cabalga a la Cuenca del Ebro y consiste, de Sur a Norte, en las láminas cabalgantes de las Sierras Marginales, Montsec y Bóixols. Todas estas unidades están constituídas por materiales de cobertera (Mesozoico y Paleógeno) (Fig. 2).

La Lámina Cabalgante de las Sierras Marginales se localiza entre el anticlinal de Barbastro-Balaguer, que constituye la línea de contorno (*tip-line*) del Pirineo Central (Williams, 1985; Martínez y Pocoví, 1988) y el Cabalgamiento del Montsec. La Lámina Cabalgante de las Sierras Marginales está constituída por varias pequeñas unidades imbricadas caracterizadas por presentar series mesozoicas incompletas y muy reducidas (Triásico superior, Jurásico y Cretácico superior) y depósitos del Eoceno inferior. Los conglomerados del Eoceno superior-Oligoceno se disponen en discordancias progresivas relacionadas con cabalgamientos y retrocabalgamientos. El espesor de los depósitos del Mesozoico aumenta hacia el Norte, haciéndose las series progresivamente más completas, de manera que, en la vertical del Montsec, el sondeo de Comiols corta sedimentos detríticos del Cretácico inferior en el autóctono relativo (Sierra de Sant Mamet) (Fig. 2).

La Lámina Cabalgante del Montsec está limitada al Norte por el cabalgamiento de Bóixols. La estructura interna de la lámina cabalgante consiste en un sinclinorio laxo que soporta la cuenca de Tremp (*piggy-back basin*), con depósitos sinorogénicos del Cretácico superior y del Paleógeno. En esta unidad, la serie mesozoica es más completa y potente que en las Sierras Marginales; el espesor de los depósitos del Cretácico inferior es de unos 400 m. (figura 2) y está constituído por sedimentos carbonatados y detríticos de facies muy someras. El Cretácico superior consiste en una potente serie fundamentalmente carbonatada de facies de plataforma, cuyo espesor (1.500 m.) contrasta con el de las Sierras Marginales (inferior a 500 m.). La edad del emplazamiento de la



Fig. 2.- Corte simplificado de las Unidades Superiores en la transversal del Perfil ECORS. Sondeos ER-1: Erinyà 1, SC-1: Sant Corneli 1, IS-1 Bis: Isona 1 Bis, CO-1: Comiols 1, G-1: Guissona 1, L-1: Lérida 1, (P) Proyectado.

Fig. 2.- Simplified cross section of the Upper Units along the ECORS profile. Borehols ER-1: Erinyà, SC-1: Sant Corneli 1, IS-1 Bis, CO-1: Comiols 1, G-1: Guissona 1, L-1 Lérida 1, (P) in project.

Lámina Cabalgante del Montsec es Ilerdiense-Cuisiense, como lo demuestra la edad de los sedimentos sinorogénicos que rellenan la cuenca de Ager, en el bloque inferior del cabalgamiento del Montsec.

El cabalgamiento de Bóixols corresponde en gran parte de su extensión cartográfica a un cabalgamiento ciego (*blind thrust*), fosilizado por los sedimentos detríticos del Cretácico superior (Campaniense superior - Maastichtiense) de la Cuenca de Tremp (Fm de Areny).

La Lámina Cabalgante de Bóixols está limitada al Norte por el cabalgamiento de Morreres, que representa a su vez el límite septentrional de la Unidad Central Surpirenaica, y que se interpreta como un retrocabalgamiento tardío (*passive-roof backthrust*) relacionado con el emplazamiento de las Láminas Cabalgantes Inferiores (Zona de les Nogueres). La Lámina Cabalgante de Bóixols está constituída por una serie mesozoica prácticamente completa (más de 5.000 m. de espesor) constituída por sedimentos que abarcan desde el Triásico superior hasta el Maastrichtiense. Unos dos tercios de estos sedimentos son carbonatos y margas en facies de plataforma, talud y cuenca de edad Cretácico inferior que se depositaron en la Cuenca de Organyà.

Al Norte de la Unidad Central Surpirenaica, las láminas cabalgantes involucran materiales del zócalo hercínico. La Zona de las Nogueras (Dalloni, 1930) está formada por láminas cabalgantes de materiales del Paleozoico superior (Silúrico, Devónico y Carbonífero), depósitos posthercínicos (Estefaniense y Pérmico) y una cobertera de edad triásica (Dalloni, 1930; Séguret, 1972). Las estructuras están verticalizadas y, como resultado, los anticlinales de bloque superior (*hangingwall anticlines*) presentan la geometría de *têtes plongeantes*.

Al Norte de la Zona de las Nogueras se dispone un conjunto de láminas cabalgantes formadas por materiales del zócalo hercínico, vergentes al Sur. Los materiales hercínicos involucrados en estas láminas abarcan desde el Cambro-Ordovícico al Carbonífero pretectónico (facies Culm) además de plutones tardihercínicos. Estas láminas, conjuntamente con las de la Zona de les Nogueres constituyen un apilamiento antiformal (*antiformal stack*); los cabalgamientos que limitan estas láminas al Norte de la Zona de les Nogueres son subhorizontales, tal como se observa en la ventana tectónica de Rialp, verticalizándose progresivamente hacia el Norte y hacia el Sur.

Las láminas cabalgantes anteriormente descritas están limitadas al Norte por la Falla Norpirenaica, que de hecho consiste en un conjunto de fracturas subverticales de dirección E-W, distribuidas en una franja estrecha entre la Zona Axial y los Macizos Norpirenaicos (Zona Interna Metamórfica; Souquet et al, 1977). Esta franja, constituída por materiales carbonáticos del Jurásico y Cretácico inferior, se caracteriza desde el punto de vista estructural por la superposición de diversas fases de plegamiento dúctil. Presenta, además, un metamorfismo de baja presión y alta temperatura y retazos de rocas ultramáficas (lherzolitas) insertadas mecánicamente.

Al Norte de esta zona metamórfica la complicación estructural disminuye y la cobertera del Macizo de Trois Seigneurs (Cretácico superior) presenta un único sistema de pliegues. El contacto entre este macizo y la zona metamórfica se ha interpretado como un cabalgamiento dirigido hacia el Sur (retrocabalgamiento de los cabalgamientos norpirenaicos). Al Norte, y entre los macizos de Trois Seigneurs y del Arize, se localizan materiales de una cuenca turbidítica del Cretácico inferior (Cuenca de Soueix) fuertemente plegada; los límites de esta cuenca se han interpretado como cabalgamientos dirigidos hacia el Sur. Como resultado de la inversión tectónica de las fallas de desgarre sinsedimentarias se observan elementos triangulares (*short cut-off*) de rocas del zócalo cabalgando por encima de los materiales del Cretácico superior de la cobertera del macizo de Trois Seigneurs.

El macizo de Arize y su cobertera mesozoica, conjuntamente con la Lámina Cabalgante de Camarade (en superficie representada por materiales turbidíticos del Cretácico inferior), se han desplazado hacia el Norte unos 20 Km mediante el Cabalgamiento Frontal Norpirenaico, por encima del Cretácico superior de la Lámina Cabalgante de Petites Pyrénées (Souquet y Peybernès, 1987). El Cabalgamiento Frontal Norpirenaico está jalonado de pequeñas unidades de materiales paleozoicos interpretadas como *short cut-offs*. La lámina cabalgante de Petites Pyrénées se situa por encima de los materiales de la Cuenca de Aquitania mediante un cabalgamiento ciego (*blind thrust*). El acortamiento total calculado en este corte es de 147 km. (Muñoz, 1991).

Evolución del dominio pirenaico en la transversal del perfil ECORS durante los tiempos alpinos.

X. Berástegui.

Las estructuras descritas en el apartado anterior son el resultado de los últimos acontecimientos tectónicos que afectaron el dominio pirenaico como consecuencia de la convergencia N-S de la placa Iberia con respecto a la placa Europa desde el Cretácico superior hasta el Mioceno.

Durante el Mesozoico y el Cenozoico la sedimentación en el dominio pirenaico estuvo controlada por una evolución tectónica compleja como resultado de los movimientos relativos entre las placas ibérica y europea (Masson y Miles, 1984), que incluye etapas distensivas (secuencias de *rift*), sedimentación relacionada con sistemas de fallas de salto en dirección y tectónica convergente que produce la inversión de las cuencas anteriores y proporciona el relleno sedimentario de las cuencas de antepaís (Puidefàbregas y Souquet, 1986).

Pueden distinguirse tres fases o eventos principales:

- Una fase de divergencia que comprende un *rifting* de edad triásica, una etapa de "plataforma carbonática" de edad jurásica y un *rifting* de edad Cretácico inferior. Durante esta última fase los sistemas de fallas normales se propagaron hacia los márgenes de la cuenca en una secuencia de bloque inferior (*piggy-back*).
- Una fase de movimiento relativo de tipo transformante entre las dos placas (Albiense- Santoniense inferior) en la que se distinguen dos etapas: durante la primera (Albiense superior-



Fig. 3.- Esquema crono-estratigráfico de la evolución del dominio pirenaico en la transversal del Perfil ECORS durante los tiempos alpinos.

Fig. 3.-Chronostratigraphy of the Pyrenean Basin along the ECORS profile during Paleogene.

101

Cenomaniense inferior) se formaron cuencas turbidíticas en la Zona Norpirenaica (Souquet et al. 1985) y se desarrolló un metamorfismo térmico (Ravier 1959, Alvarede y Michard-Vitrac, 1978) a lo largo de la Falla Norpirenaica. Durante la segunda etapa tuvo lugar la transición a la convergencia entre las dos placas (Cenomaniense medio-Santoniense inferior). Mientras las Zonas Meridionales siguieron su evolución como un margen pasivo de tipo Atlántico, en las Zonas Norpirenaicas la sedimentación *flysch* continuó en un único surco en un contexto transpresivo (*flysch* gris y *flysch* de fucoides).

- Una fase de convergencia (Santoniense superior -Aquitaniense) durante la cual los depocentros migraron hacia las zonas externas de la cadena y se desarrollaron las cuencas de antepaís. La compresión se inició durante el Cretácico superior en el extremo oriental de la cadena, progresando hacia el Oeste (Choukroune, 1976). Como resultado de esta diacronía, el registro estratigráfico y el marco tectónico durante el Cretácico superior y Paleoceno es muy variable. Las primeras evidencias de inversión tectónica en las zonas meridionales de esta transversal, corresponden al emplazamiento de un olistostroma (Campaniense superior) sobre la Lámina Cabalgante de Bóixols relacionado con la edificación del anticlinal de bloque superior (*hangingwall anticline*; Anticlinal de Sant Corneli). A partir del Eoceno inferior la sedimentación en las dos cuencas de antepaís se generaliza; las diferentes secuencias deposicionales y la migración de sus depocentros (Fig. 3) está estrechamente relacionada con las estructuras descritas en el apartado anterior (Puigdefábregas y Souquet, 1986).



Fig. 4.- Esquema estructural de la Lámina Cabalgante de Boixols. 1: Ejes sinclinales, 2: ejes anticlinales, 3: cabalgamientos, 4: Conglomerados del Eoceno superior-Oligoceno. Situación de los cortes de las Figuras 5, 6 y ⁻⁷.

Fig. 4.- Structure of the Boixols thrust sheet: 1: syncline axes, 2: anticline axes, 3: thrust sheets, 4. Upper Eocene to Oligocene Conglomerates. Situation of cross sections in figures 5, 6 and ".

La lámina cabalgante de Bóixols. J. M^a. Garcia Senz, M. Losantos y X. Berástegui.

La estructura actual de la Lámina Cabalgante de Bóixols se interpreta como el resultado de la inversión durante la compresión alpina de estructuras tectónicas extensionales que afectaron a la Cuenca de Organyà durante el Cretácico inferior (Berástegui et al. 1990).

La estructura interna de esta Lámina Cabalgante (Fig. 4), caracterizada por el gran espesor de la serie mesozoica (5.000 m.), consiste básicamente en un sinclinal (Sinclinal de Santa Fe). El sector frontal de la Lámina cabalgante de Bóixols tiene una estructura complicada, materializada por un conjunto de anticlinales correspondientes al anticlinal de bloque superior del cabalgamiento de Bóixols (Sant Corneli-Bóixols-Nargó-Roca Narieda) de dirección E-W y fallas inversas (Fig. 4).

Los cortes geológicos N-S del Sinclinal de Santa Fe muestran grandes diferencias de espesor entre sus dos flancos (Figs. 5, 6 y 7-a), especialmente en la serie del Cretácico inferior.

La restitución del corte de la Fig. 7-a (Fig. 7-b), basada en la técnica de los cortes compensados y tomando como referencia horizontal la Discordancia Cenomaniense (Rosell, 1963) muestra que las secuencias del Cretácico inferior se disponen en una cuenca sinclinal asimétrica, controlada por fallas extensionales, la mayor parte de las cuales fueron invertidas por la compresión alpina. Asimismo, la restitución anterior (Fig. 7-b) demuestra que el límite meridional de la lámina cabalgante (cabalgamiento de Bóixols) coincide, en gran parte, con la falla maestra extensional (*master fault*), activa durante la sedimentación de las secuencias del Cretácico inferior.



Fig. 5.- Corte geológico de la Lámina Cabalgante de Bóixols sobre la traza del Perfil ECORS. 1: Basamento Hercinico, 2: Keuper, 3: Jurásico, 4: Secuencias de Hostal Nou y Prada, 5: Secuencia de Roca Narieda, 6: Secuencia de Senyús, 7: Secuencia de Font Bordonera, 8: Secuencia de Lluçà, 9: Calizas de Santa Fe (Cenomaniense Superior), 10: Secuencias del Cretácico Superior, 11: Secuencia de Areny (Maastrichtiense), 12: Conglomerados del Eoceno Superior y Oligoceno, 13: Eoceno autóctono y 14: Fallas. (La situación está indicada en la figura 4, corte A).

Fig. 5.- Cross section of the Boixols thrust sheet along the ECORS profile. 1: Hercinian Basement, 2: Keuper, 3: Jurassic, 4: Hostal Nou and Prada Sequences, 5: Roca Narieda Sequence, 6: Senyús Sequence, Font Bordonera Sequence, 8: Lluçà Sequence, Santa Fe Limestones (Upper Cenomanian), 10: Upper Cretaceous Sequences, 11: Areny Sequence (Maastrichtian), 12: Upper Eocene and Oligocene Conglomerates, 13: Autochthonous Eocene units, 14: faults (for location see figure 4, cross-section A).



Fig. 6.- Corte geológico de la Lámina Cabalgante de Bóixols en la transversal del sondeo Bóixols. La situación está indicada en la Fig. 4, corte B. 1: Autóctono relativo (Eoceno y zócalo); 2: Conglomerados (Eoceno superior - Oligoceno); 3: Secuencias del Cretácico Superior; Secuencias de Lluçà y Font Bordonera::4: Margas de Lluçà y Font Bordonera y 5: Calizas de Set Comelles; Secuencia de Senyús: 6: Calizas y margas de Senyús y Calizas de Nargó; Secuencia de Roca Narieda: 8: Margas de Cabó y 9: Calizas de Roca Narieda; 10: Secuencias de Prada y Hostal Nou; 11: Jurásico; 12: Keuper; 13: Fallas.

Fig. 6.- Cross section of the Boixols thrust sheet along the transverse of Boixols boring. For location see Fig. 4. cross-section B. 1: Paraautochthonous (Eocene and basement), 2: conglomerates (Upper Eocene and Oligocene) Upper Cretaceous sequences, Lluçà sequence and Font Bordonera sequence, 5: Set Comelles Limestones, Senyús Sequence, 6: Senyús and Nargó Limestones and marls, Roca Narieda Sequence, 8: Cabó marls, 9: Roca Narieda limestones, 10: Prada and Hostal Nou Sequences, 11: Jurassic, 12: Keuper, 13: faults.

La cuenca de Organyà. Estratigrafía.

J. M^a. Garcia Senz, X. Berástegui, E. Caus y M. Losantos.

La megasecuencia del Cretácico inferior, en el sentido de Hubbard et al (1985-a), está limitada en la base por la discordancia Portlandiense (Garrido- Megías, 1973) y en el techo por la discordancia Cenomaniense (Rosell, 1963, 1967). La serie del Cretácico inferior en la Lámina Cabalgante de Bóixols incluye carbonatos de plataforma y talud y margas de cuenca (Fig. 8); ha sido dividida en ocho secuencias sedimentarias, cada una de las cuales, al menos desde el Aptiense, es expansiva hacia el continente (*backstepping*) con respecto a la infrayacente (Fig. 7-b).

1. Secuencia sedimentaria de Hostal Nou I.

En el corte del río Segre, de base a techo, se han diferenciado cuatro unidades litológicas:

A. Los primeros depósitos de la megasecuencia del Cretácico inferior en la Cuenca de Organyà corresponden a una brecha poligénica carbonatada que se dispone en discordancia sobre las calizas y dolomías del Jurásico. Esta unidad ha sido descrita por Garrido-Megías (1973) y Peybernès (1976) como "Brecha Límite" y como "Pont de la Torre Breccia-part A" en Caus et al. (1990). La "Brecha Límite" alcanza su máxima potencia (200 m) en la sección del valle del Segre, al Norte de Organyà, disminuyendo rápidamente hacia el Este (0 m en La Vansa) y hacia el Oeste (25 m en el corte del valle de la Noguera Pallaresa).

Desde el punto de vista litológico, consiste básicamente en brechas formadas por clastos de calizas y dolomias de facies de plataforma interna provenientes de la serie jurásica infrayacente; la matriz está formada por carbonatos de grano fino.

La unidad litológica "A" está formada a su vez por dos tramos:



Fig. 7.- A: Corte geológico de la Lámina Cabalgante de Boixols. La situación está indicada en la Fig. 4. corte C. B: Restitución del corte "A" en el Cenomaniense. 1: Basamento Hercínico; 2: Keuper; 3: Jurásico; 4: Secuencias de Hostal Nou y Prada; 5: Secuencia de Roca Narieda; 6: Secuencia de Senyús; ": Secuencia de Font Bordonera; 8: Secuencia de Lluçà: 9:Calizas de Santa Fe (Cenomaniense Superior); 10: Secuencia de Areny (Maastrichtiense) y 11: Fallas.

Fig. 7.- A. Cross section of the Boixols thrust sheet. Location is indicated in Fig.4, cross-section C. B. Restoration of cross section "A" during Cenomanian. 1: Hercinian Basement, 2: Keuper, 3: Jurassic, 4: Hostal Nou and Prada Sequences, 5: Roca Narieda Sequence, 6: Senyús Sequence, 7: Font Bordonera Sequence, 8: Lluçà Sequence, Santa Fe Limestones (Upper Cenomanian), 10: Areny Sequence (Maastrichtian), 11: faults. El tramo inferior (A_1) muestra una evolución estrato y grano decreciente, desde brechas masivas en la base a niveles de pocos centímetros con gradación normal y estructura de turbidita en el techo, formados por partículas de tamaño arena y fango. En la parte alta se observan moldes de disolución de evaporitas.

El tramo superior (A₂) está formado por brechas masivas con clastos de calizas (*mudstones*) laminadas, dolomías, calizas (*grainstones*) oolíticas y localmente anhidrita. La matriz está dolomitizada localmente y según Garrido-Megías (1973) contiene textuláridos, miliólidos, nautiloculínidos, trocolínidos, lagénidos y restos de macrofauna.

El carácter muy localizado de estos depósitos, así como su organización, la litología de los clastos y el contenido faunístico de la matriz, sugieren una deposición al pie de escarpes de falla en un ambiente subacuático.

La edad de la "Brecha Límite" es Portlandiense superior (Garrido-Megías, 1973).

B. La segunda unidad litológica, "Calizas con oncolitos", se superpone a la "Brecha Límite" en el corte del río Segre y se apoya directamente sobre el Jurásico en otras unidades estructurales situadas algo más al Norte. La unidad litológica "B", cuya potencia mínima es de 20 m., es equivalente a las unidades "Calcaires à Calpionelles et Oncolites" de Peybernès (1976) y "Pont de la Torre Breccia-part B" (Caus et al., 1990), (Figura 9). Litológicamente está formada por calizas (*mudstones*) gris oscuro en las que se observan grandes "oncolitos" constituídos principalmente por Koskinobullina socialis y algunas secciones



Fig. 8.- Afloramientos y distribución de facies del Cretácico inferior en la Lámina Cabalgante de Boixols. 1: Jurásico, 2: Carbonatas de plataforma (Berriasiense - Barremiense), 3: Plataformas carbonatadas (Aptiense - Albiense medio), 4: Margas de talud y de Cuenca (Aptiense - Albiense medio), 5: Secuencias post - rifi (Cretácico Superior), 6: Conglomerados (Eoceno Superior - Oligoceno). A: Anticlinal, & Sinclinal, C: Cabalgamiento.

Fig. 8.- Outcrops and facies distribution of the Lower Cretaceous in the Boixols thrust sheet. 1: Jurassic, 2: Berriasian to Barrenian platform carbonates, 3: Aptian to Middle Albian carbonate platforms, 4: Aptian to Middle Albian slope and basinal marks, 5: Upper Cretaceous post-rift sequences, 6: Upper Eccene to Oligocene conglomerates, A: anticline, S: syncline, C: thrust.

de *Pseudocyclamina* cf. *lituus*. Peybernès (1976) cita la presencia de calpionéllidos (*Calpionella alpina, Tintinopsella* gr. *carpathica* y *Crassicollaria parva*), sugiriendo una clara influencia pelágica. La asociación de los calpionélidos citados por dicho autor indica una edad Titonico terminal-Berriasiense (zona de *Calpionella alpina*).

C. Las "Calizas con oncolitos" (B) están recubiertas por un tramo margoso que corresponde a las unidades "Marnes et marno-calcaires á Pseudosubplanites" (Peybernès, 1976) y "Barranc de la Fontanella Limestone, Marls and Silty-Sandstones-Part A" (Caus et al, 1990) (Fig. 9).

Esta unidad litológica está constituída por un tramo inferior de 10 m de potencia formado por margas negras con ammonites del género *Pseudosubplanites*, seguidas por un tramo de margas y margocalizas gris amarillentas (5 m) muy distorsionadas (brechas de origen tectónico) que se interpretan como los niveles de transición a los niveles bien estratificados que forman la unidad superior. Peybernès (1976) atribuye a estos sedimentos, depositados en un medio de clara influencia pelágica, una edad Berriasiense basándose en la fauna de ammonites.

D. Como se ha mencionado anteriormente, el contacto entre esta unidad y la infrayacente está enmascarado por una brecha tectónica, si bien, dadas las litologías de la base de la unidad "D" y de la unidad infrayacente, se considera que éste es transicional. La unidad litológica "D" corresponde en parte a las "Calcaires à Trocholines et Dasycladacées" (Peybernès, 1976) y "Barranc de la Fontanella Limestones, Marls and Silty-Sandstones-Part B" (Caus et al., 1990) (Fig. 9) y su parte superior es fácilmente distinguible en el paisaje por los pliegues disarmónicos que la caracterizan.

El conjunto litológico tiene una potencia de 220 m y está constituído por tres subunidades que se organizan verticalmente en ciclos de somerización. De base a techo se han diferenciado:

- D1. Formada por 140 m de calizas de grano muy fino (*mudstones*), de color gris oscuro, bien estratificadas, entre las que se intercalan niveles centimétricos de margas. Como contenido faunístico cabe citar Globobuligerinas, protoconchas de ammonítidos, radiolarios (?), algunos calpionélidos y abundantes ostrácodos. En la base del tramo, Peybernès (1976) cita Calpionella alpina y algunas formas de Tintinopsella gr. carpathica y ostrácodos atribuídos al Berriasiense basal.
- D2. Este tramo, de 40 m. de espesor, está constituído por calizas de grano fino (wakestones) en la base, parecidas macroscópicamente a las anteriores pero en las cuales los microfósiles bentónicos adquieren importancia, y packstones y grainstones oolíticos hacia el techo. En conjunto, el tramo D2 forma un ciclo granocreciente. Respecto a la fauna, en la base del ciclo se han reconocido trocholinas, entre ellas, algunas formas grandes y planas que han sido descritas como Trocholina cf. alpina y escasos foraminíferos aglutinados complejos, como Pseudocyclammina cf. lituus y Everticyclamina (?). En la parte intermedia del tramo son abundantes Trocholina alpina y T. elongata. Hacia la parte superior del tramo D2, el contenido faunístico aumenta y aparecen, además de los trocolínidos citados anteriormente, Rectocyclammina arrabidensis, Feurtillia frequens, Pseudotextulariella courtionensis y Trocholina delphinensis, conteniendo hacia el techo fragmentos de algas dasicladales.



Fig. 9.- Profile of the Hostal Nou Sequences 1 and 11 along the Segre River

| _ | | Calpionellas |
|----------|----------|---------------------------------|
| | | Globobuligerinas |
| | | Radiolarios (?) |
| | <u> </u> | Carofitas |
| | | Dasicladáceas |
| <u> </u> | | Pseudocyclammina cf. lituus |
| | _ | Trocholina cf. alpina |
| | <u> </u> | T. alpina |
| | | T. elongata |
| | <u> </u> | Paleotextulariella coutionensis |
| | | Feurtillia frequens |
| | | Rectocyclammina arrabidensis |
| | _ | Montsalevia sp. |
| | <u> </u> | Choffatella pyrenaica |
| | | Everticyclammina sp. |
| | <u> </u> | Nautiloculina spp. |
| | — | T. cherchiae |
| | <u> </u> | Eclusia cf. moutyi |
| | | Citaedella (?) favrei |
| | | Montsalevia salevensis |

D3. El tramo superior de la secuencia sedimentaria de Hostal Nou I está formado por 40 m de calizas organizadas en un ciclo granocreciente, empezando con calizas de grano fino (*mudstones*) con escasa fauna; hacia la parte superior, las calizas (*packstones-wackestones*) contienen oolitos cuya cantidad aumenta progresivamente hacia arriba finalizando en el techo con un *grainstone* oolítico. La fauna es igual a la del tramo anterior.

El estudio bioestratigráfico de esta zona está en vías de realización, por lo que los datos que se proporcionan son fraccionarios. De las unidades inferiores A, B y C, los únicos datos de que se dispone actualmente son los proporcionados por Peybernès (1976), quien atribuye la fauna de calpionélidos de la unidad A a la zona de *Calpionella alpina*, de edad Titónico-Berriasiense o, más probablemente, Berriasiense. La fauna de ammonítidos de la unidad C es atribuída a la zona de *Berriasiella jacobi-Pseudosubplanites grandis*, del Titónico terminal-Berriasiense basal. La fauna de foraminíferos bentónicos (D2 y D3) indica una edad Berriasiense medio-superior.

En términos de estratigrafía secuencial, las brechas (A) pueden ser interpretadas como un cortejo sedimentario de nivel bajo (*lowstand wedge systems tract*); las calizas "oncolíticas" (B) y la parte inferior de la unidad margosa (C), como el cortejo sedimentario transgresivo (*transgressive systems tract*). La superficie de inundación máxima (*maximum flooding surface*) estaría localizada dentro del tramo margoso que contiene ammonites. Las calizas bien estratificadas superiores (D) son interpretadas como el cortejo sedimentario de nivel alto (*highstand systems tract*) de la secuencia. Sin embargo, teniendo en cuenta la edad atribuída a las brechas (Garrido-Megías, 1973, Peybernès, 1976) junto con su ciclicidad vertical y organización de facies, estos sedimentos podrían recoger dos secuencias deposicionales; la primera estaría representada por el ciclo positivo inferior (A₁), interpretándose en este caso como una parte del cortejo sedimentario de nivel bajo (*lowstand wedge*) de una secuencia cuyos términos superiores estarían erosionados. El segundo cuerpo de brecha (A₂) se interpretaría como el cortejo sedimentario de nivel bajo (*lowstand wedge*) de la secuencia suprayacente, que, en este caso, estaría completa. Sin embargo, la calidad de los afloramientos no es lo suficentemente buena como para realizar interpretaciones en este sentido demasiado detalladas.

2. Secuencia sedimentaria de Hostal Nou II.

El límite inferior de la secuencia sedimentaria de Hostal Nou II, de más de 160 m de espesor, no se observa en el corte del rio Segre. El límite superior es una discordancia bajo las Calizas de Prada. Esta secuencia sedimentaria comprende las unidades "Calcaires roux à lignites" y "Calcaires jaunes à Bryozoaires" de Peybernès (1976) y "Barranc de la Fontanella Limestones, Marls and Silty-Sandstone, part C" de Caus et al. (1990) (Fig. 9). Litológicamente se han distinguido dos unidades:

A. Una unidad litológica inferior que tiene una potencia mínima de 120 m. Hacia la base de esta unidad, parcialmente cubierta, afloran algunos niveles de calizas limosas y margosas. La parte superior aflorante de la unidad consiste básicamente en arenas limosas y calizas arcillosas y carbonosas que contienen ocasionalmente niveles de calizas bioclásticas (grainstones) con elementos rodados de pequeño tamaño (cuarzo) y oolitos. La parte superior de la unidad "A" se organiza en ciclos somerizantes que pueden alcanzar hasta 10 m. de espesor, formados por siliciclásticos en la base y calizas bioclásticas y detríticas con margas negras carbonosas que contienen carofitas y dientes de peces litorales en el techo. Estos ciclos se interpretan como la progradación de un complejo de llanura deltaica.

Los niveles inferiores de la unidad "A" (camino de Capell Solà) han proporcionado abundantes macroforaminíferos, entre ellos *Choffatella pyrenaica, Everticyclammina* y ostrácodos. Las calizas detríticas contienen *Citaella* (?) *favrei, Haplophragmoides joukowsky, Trocholina cherchiae, Nautiloculina* y raras *Montsalevia sp.* (posiblemente una forma más primitiva que *Montsalevia salevensis*). La fauna de foraminíferos bentónicos y ostrácodos indican una edad Berriasiense terminal-Valanginiense.

B. Una unidad litológica superior formada por 40 m de calizas bioclásticas (grainstones) y calizas margosas organizadas en ciclos profundizantes hacia el techo, con abundantes fragmentos de lamelibranquios, briozoos, dasicladáceas, Boueina y foraminíferos, entre los que se han reconocido Montsalevia salevensis, Citaella (?) favrei, Haplophragmoides joukowsky, Choffatella pyrenaica, Trocholina molesta y Eclusia cf. moutyi. Peybernés (1976) cita en estos niveles Valdanchella miliani, aunque nosotros sólo hemos encontrado algunas secciones que recuerdan este organismo; otras secciones mal conservadas de "orbitolínidos" parecen recordar a los primitivos Cribellopsis. Los foraminíferos bentónicos presentes en esta unidad permiten atribuírle una edad Valanginiense.

En términos de estratigrafía secuencial, la subunidad A podría interpretarse como un cortejo sedimentario de nivel bajo (*lowstand systems tract*) y la subunidad superior (B) como la parte conservada del cortejo sedimentario transgresivo (*transgressive systems tract*) de la secuencia, bajo la superficie erosiva que marca la base de las Calizas de Prada.

3. Calizas de Prada.

Las Calizas de Prada se disponen en discordancia sobre la secuencias de Hostal Nou en el corte del rio Segre y sobre los materiales Jurásicos en unidades tectónicas más septentrionales. Esta discordancia comporta un importante hiato en el registro sedimentario que probablemente incluye el Valanginiense superior y la mayor parte del Hauteriviense. La unidad litológica corresponde a las "Calcaires Urgo-Barrémiens" y a la parte inferior de las "Calcaires à Annélides" (Peybernés, 1976) y a "Prada limestone" (Caus et al., 1990). La potencia de esta unidad sobrepasa los 1450 m (Fig. 10).

Se han distinguido dos conjuntos litológicos:

- A. El primer conjunto está formado por 300 m. de calizas bioclásticas con oolitos. Se organizan en ciclos grano y estratocrecientes de 10-15 m. de potencia, con wackestones a grainstones en bancos de 0.5 a 10 m de espesor en la base, que hacia la parte superior del conjunto pasan a wackestones/grainstones/floatstones. Contienen abundantes restos fósiles fragmentados, entre ellos lamelibranquios, briozoos, placas de equínidos y, en la parte superior, restos de rudistas. En los tramos inferiores de este conjunto, los foraminíferos son escasos, encontrándose solamente algunas formas de Trocholina molesta, T. odukpaniensis y Charentia cuvillieri, mientras que en la parte superior son más abundantes, habiéndo-se reconocido T. molesta, T. odukpaniensis, T. saggitaria, Praereticulinella cuvillieri, Eclusia decastroi, Cribellopsis cf. neoelongata, Paracoskinolina maynci, P. sunnilandensis, Paleodyctioconus cuvillieri, y Valserina primitiva.
- B. El conjunto litológico superior de las Calizas de Prada está formado por una sucesión de wackestones y mudstones caracterizada por una alternancia de capas ricas en foraminíferos aglutinados con capas ricas en carofitas. Las capas con foraminíferos aglutinados están muy bioturbadas y, como componentes secundarios, contienen miliólidos, anélidos y fragmentos esqueletales. Los orbitolínidos son muy abundantes en toda la unidad, en la que se han distinguido tres asociaciones faunísticas: la primera contiene Valserina bronninmani,



Fig. 10.- Profile of Prada Limestones and of Prada II Sequence along the Segre River

| | Trocholina molesta |
|---|------------------------------|
| | T. oduckpaniensis |
| | T. saggitaria |
| — | Eclusia decastroi |
| | Praereticulinella cuvillieri |
| | Charentia cuvillieri |
| | Paleodictyoconus cuvillieri |
| | Paracoskinolina maynci |
| | Valserina primitiva |
| | Urgonina alpillensis |
| | Cribellopsis neoelongata |
| | Valserina bronninmani |
| | Eygallierina turbinata |
| | Choffatella decipiens |
| | Paracoskinolina hispanica |
| - | Eopalorbitolina charollaisi |
| | Palorbitolina lenticularis |
| | Paleodictyoconus actinostoma |
| | Orbitolinopsis spp. |
| | Neotrocholina friburgensis |
Eygallierina turbinata, Paracoskinolina hispanica y Paleodictyoconus cuvillieri; la segunda asociación contiene, además de los ya citados, Eopalorbitolina charollaisi y Palorbitolina lenticularis; la tercera asociación faunística se caracteriza por la ausencia de Paleodictyoconus cuvillieri y la aparición de P. actinostoma así como de los primeros Orbitolinopsis.

El tramo más alto de las Calizas de Prada está formado por *mudstones* oscuros laminados ricos en carofitas con asfalto en las juntas estilolíticas. Localmente, hacia el techo de este tramo final, algunos niveles de *mudstones* negros contienen gran cantidad de lamelibranquios de concha fina.

Las Calizas de Prada reflejan, de base a techo, una evolución general desde facies de plataforma abierta a un complejo de *shoals* oolíticos, luego a facies de plataforma protegida y finalmente a facies de ambientes restringidos de tipo lagunar.

La edad de las Calizas de Prada ha sido fijada principalmente con el estudio de los orbitolínidos (Caus et al. 1990) por el que se atribuye a la unidad A una edad Barremiense inferior. El conjunto formado por *Valserina bronninmani, Eygallierina turbinata y Paleodictyoconus cuvillieri,* típico de la parte inferior de la unidad B, es considerado por Schroeder (en Blondel et al., 1986), en el área de Ginebra (Fort l'Ecluse) como de edad Barremiense inferior mientras, Arnaud-Vanneau (en Arnaud-Vanneau et al., 1987) da idéntico conjunto como perteneciente al Barremiense superior. El segundo conjunto faunístico de la unidad B formado por *Eygallierina turbinata, Paracoskinolina hispanica, Paleodictyoconus cuvillieri, Eopalorbitolina charollaisi y Palorbitolina lenticularis* indica una edad Barremiense superior.

Como se ha indicado anteriormente, el límite inferior de las Calizas de Prada implica un importante vacío en el registro sedimentario que probablemente incluye el Valanginiense terminal y la mayor parte del Hauteriviense. Sin embargo, por el momento, la distribución de los foraminíferos de aguas someras del Cretácico inferior no está suficientemente definida como para determinar con precisión el intérvalo de tiempo representado por dicho vacío sedimentario.

4. Secuencia sedimentaria de Prada II.

El límite inferior de esta secuencia sedimentaria se sitúa, sobre los niveles de *mudstones* negros ricos en carofitas que caracterizan el techo de las Calizas de Prada (Fig. 10), en la base de un paquete de dolomías masivas (Fig. 11). Equivale en parte a las "Calcaires à Annélides" de Peybernès (1976). El conjunto litológico está formado por dos unidades:

A. La unidad litológica inferior, de 40 m de espesor, está constituída por calizas (de packstones a grainstones) parcialmente dolomitizadas y por dolomías. De base a techo, la unidad "A" está formada por un paquete de dolomías masivas de grano grueso (A-1), sobre las cuales pueden observarse tres ciclos grano y estratocrecientes hacia arriba. El ciclo inferior (A-2) comienza con packstones oscuros con fragmentos de rudistas y nódulos de sílex, que pasan hacia el techo a grainstones parcialmente dolomitizados con abundantes fragmentos de rudistas. La base del ciclo intermedio (A-3) está formada por packstones a wackestones bioclásticos de tonalidades oscuras que pasan hacia arriba a grainstones de grano fino con estructuras de barras y canales, terminando con 15 m de grainstones bioclásticos groseros, parcialmente dolomitizados, con fragmentos de rudistas. El ciclo superior (A-4), de 18 m de espesor, está formado en la base por grainstones de grano fino y termina con un paquete de grainstones groseros con fragmentos de rudistas. En estos niveles se ha reconocido Palorbitolina lenticularis. La asociación monoespecífica de Palorbitolina lenticularis se considera Barremiense terminal o Aptiense basal.

B. La unidad superior está formada casi en su totalidad por *mudstones* laminados negros, entre los que se intercalan niveles de margas negras kerogénicas. Se observan concentraciones de asfalto en las juntas estilolíticas. En los niveles inferiores se han reconocido carofitas y anélidos. El límite superior de esta unidad se sitúa en el contacto con las margas de Cabó, correspondientes a la secuencia suprayacente de Roca Narieda.

5. Secuencia de Roca Narieda.

El límite inferior de la secuencia de Roca Narieda se localiza, en el flanco Norte del sinclinal de Santa Fe, en la base de las margas de mar abierto que se superponen a las facies anóxicas y kerogénicas de la secuencia de Prada II (Fig. 12). En el flanco Sur del sinclinal, dicho límite es una discordancia angular sobre los materiales jurásicos truncados, e incluye un nivel con brechas en la base.

La secuencia de Roca Narieda está formada por dos unidades litológicas relacionadas vertical y lateralmente.



Fig. 11,- Columna estratigráfica de la secuencia de Prada II en el corte del Rio Segre.

Fig. 11.- Stratigraphic profile of the Prada II Sequence along the Segre River.



Fig. 12.- Columna estratigráfica de las secuencias de Roca Narieda, Senyús, Font Bordonera y Lluçà en el flanco Norte del Sinclinal de Santa Fe en el Valle de Cabó.

Fig. 12.- Profile of Roca Narieda -. Senyús -, Font Bordonera -, and Lluçà Sequences at the northern slope of Santa Fe syncline, Cabó Valley.

- A. La unidad inferior, conocida como "margas de Cabó", está formada por margas negras y grises con ammonites y espículas de esponjas que alcanzan 800 m de potencia. Abundan los nódulos de pirita. Las margas de Cabó se interpretan como depósitos de cuenca y de talud. En la base de la unidad litológica se han reconocido las zonas de *Deshayesites forbesi* y *D. deshayesi* (Peybernés, 1976; Martínez, 1982).
- B. Las Calizas de Roca Narieda son el equivalente lateral y vertical de la unidad anterior (A) y afloran fundamentalmente en el flanco Sur del sinclinal de Santa Fe. Las calizas de Roca Narieda (Fig. 13), con un espesor total de 300 m están constituídas por dos cuerpos carbonatados superpuestos, separados por un horizonte margoso discontinuo. La potencia máxima del cuerpo inferior es de 60 m y su estructura interna consiste en superficies paralelas-oblicuas. Hacia el Sur, este cuerpo se adelgaza y recubre expansivamente

(onlap) a los carbonatos jurásicos truncados. El horizonte margoso discontinuo se sitúa sobre una superficie de concentración de orbitolinas (*Palorbitolina lenticularis lenticularis*). El cuerpo superior alcanza una potencia máxima de 250 m y se adelgaza hacia el Sur, retrocediendo (*backstepping*) respecto al cuerpo inferior y prograda hacia el Norte con una componente vertical considerable. En la zona de offlap se observan dos tipos de geometrías de progradación: la inferior (ehpc) muestra un dispositivo de progradación sigmoidal (sygmoidal stratal prograding pattern) con un salto vertical de unos 100 m.; la geometria progradante superior es de tipo oblicuo (oblique progradational stratal pattern).

El margen de la plataforma es una banda estrecha que aflora como un cuerpo coralino de aspecto masivo. El talud inferior está constituído por *mudstones* y *packstones* que se interdigitan con las margas del valle de Cabó.

El límite superior de la secuencia de Roca Narieda es una paraconformidad fácilmente observable en el flanco Sur del sinclinal de Santa Fe, donde las facies de plataforma están recubiertas por margas de cuenca de la secuencia superior; en el flanco Norte del sinclinal, el límite superior de la secuencia se sitúa entre las calizas de facies de talud de la secuencia de Roca Narieda y las margas de cuenca de la secuencia suprayacente.

La secuencia de Roca Nariéda contiene fauna de edad Aptiense inferior (Martínez, 1982; Garrido, 1973; Peybernés, 1976; Caus & Rodés, 1989).

En términos de estratigrafía secuencial la parte inferior de las margas de Cabó y el cuerpo carbonatado inferior de Roca Narieda forman el cortejo sedimentario transgresivo (*transgressive systems tract*). El horizonte margoso discontinuo que se superpone al cuerpo inferior corresponde a



Fig. 13.- Panorámica de la plataforma carbonatada de Roca Narieda. 1: Cuerpo carbonatado inferior; 2: Talud inferior y Margas de Cabó; 3: Talud superior; 4: Cuerpo carbonatado superior; 5 y 6: Secuencia de Senyús; 7: Margas de Font Bordonera; 8: Calizas de Santa Fe (Cenomaniense superior); J: Dolomías Jurásicas; TST: Cortejo sedimentario transgresivo; cs: sección condensada: mfs: superficie de inundación máxima; HST: cortejo sedimentario de nivel alto; ehpc: complejo progradante de alto nivel temprano; lhpc: complejo progradante de alto nivel tardío; a y b: límites de secuencia, a es una discordancia con truncación del Jurásico y b es una paraconformidad. Cotas en metros sobre el nivel del mar.

Fig. 13.- Panoramic view of the carbonate platform of Roca Narieda. 1: Lower carbonatic body, 2: Lower slope and Cabó marls, 3: upper slope, 4: Upper carbonatic body, 5 and 6: Senyús Sequence, 7: Font Bordonera marls, 8: Santa Fe Limestones (Upper Cenomanian). Jurassic dolomites, TST: transgressive systems tract, cs: condensed section, mfs: main flooding surface, HST: highstand systems tract, ehpc: early highstand prograding complex, lhpc: late highstand prograding complex, a and b: sequence boundaries, "a" is an angular unconformity above the Jurassic and "b" is a paraconformity. Heights are above the sea level. una sección condensada en la cual se situa la superficie de máxima inundación. El cuerpo carbonatado superior corresponde al cortejo sedimentario de nivel alto (*highstand systems tract*). En el flanco Norte del sinclinal de Santa Fe, en el corte del valle de Cabó, el *highstand systems tract* de la secuencia corresponde a las facies carbonatadas de talud situadas sobre las margas de cuenca.

6. Secuencia de Senyús

El límite inferior de la secuencia de Senyús en el flanco Norte del Sinclinal de Santa Fe es una paraconformidad sobre la secuencia de Roca Narieda y en el flanco Sur del sinclinal una discordancia sobre las secuencias del Jurásico (Fig. 7).

La secuencia de Senyús consiste en dos complejos de plataforma carbonatada, situadas en ambos flancos del sinclinal de Santa Fe (Figs. 12 y 14), relacionadas lateralmente con margas de offs-



Fig. 14.- Serie de las secuencias de Senyús, Font Bordonera y Lluçà en el flanco Sur del Sinclinal de Santa Fe en la transversal de Montanisell.

Fig. 14.- Profile of Senyús -, Font Bordonera -, and Lluçà Sequences at the southern slope of Santa Fe syncline, along the Montanisell transverse.

hore y de cuenca que ocupan el núcleo del pliegue (Margas de Senyús). En el flanco Sur del sinclinal de Santa Fe, el complejo de plataformas carbonatadas alcanza 750 m de potencia y es expansivo hacia el Sur (costa) con respecto a la secuencia infrayacente de Roca Narieda *(backstepping)*, recubriendo expansivamente a los materiales jurásicos (*onlap* costero). En el flanco Norte del sinclinal de Santa Fe, el complejo de plataformas de Senyús se superpone a margas de cuenca (Margas de Cabó) de la secuencia de Roca Narieda.

En toda la cuenca, el techo de la secuencia de Senyús está marcado por un paleofondo endurecido (*hardground*) que en el sinclinal de Santa Fe suele contener lutitas rojas y pisolitos.

La secuencia de Senyús contiene niveles con Orbitolina en las facies margocalcáreas de talud; se han identificado, de base a techo, Orbitolina parva, O. texana (forma primitiva), O. texana, O. subconcava (forma primitiva) y O. subconcava, atribuidas al Aptiense medio - superior. Se han reconocido también ammonites que no han sido estudiados por el momento.

7. Secuencia de Font Bordonera.

El límite inferior de la secuencia de Font Bordonera corresponde a una superficie de paraconformidad sobre el paleofondo endurecido (*hardground*) del techo de la secuencia de Senyús y a su discordancia correlativa sobre los carbonatos jurásicos truncados.

El primer depósito de la secuencia de Font Bordonera es un nivel de tempestitas de 5 a 10 m. de espesor reconocible en toda la cuenca, constituído por arenas bioclásticas con granos de cuarzo,que se sitúa sobre el paleofondo endurecido mencionado.

Como ocurre en la secuencia de Senyús, las facies de plataforma se localizan en ambos flancos del sinclinal de Santa Fe y las facies de cuenca, en el núcleo del pliegue (Fig. 7). En el flanco Sur, la secuencia de Font Bordonera incluye una estrecha plataforma coralina ("Calizas de Set Comelles") expansiva hacia el Sur con respecto a la de la secuencia de Senyús, que recubre a las secuencias jurásicas truncadas. En el flanco Norte del sinclinal de Santa Fe, las únicas facies que afloran son calizas (*mudstones*) gris oscuro que alternan con margocalizas nodulosas atribuídas a facies de plataforma externa. El límite superior de la secuencia de Font Bordonera se sitúa en un paleofondo endurecido (*hardground*) ferruginoso y/o fosfático (Peracalç) o un contacto brusco de las facies de plataforma por debajo de margas de facies profundas.

Por su contenido faunístico, los materiales que forman la secuencia de Font Bordonera se atribuyen al Aptiense superior (Garrido-Megías, 1973; Peybernès, 1976).

8. Secuencia de Lluçà.

El límite inferior de la secuencia de Lluçà es una paraconformidad sobre la secuencia de Font Bordonera, que coincide con el paleofondo endurecido citado anteriormente y una discordancia correlativa sobre las secuencias jurásicas truncadas. Las facies de cuenca de la secuencia sobrepasan y recubren expansivamente (*onlap*) hacia el Sur (costa) el margen de la plataforma de la secuencia de Font Bordonera.

La secuencia de Lluçà consiste en una serie de 900 m. de espesor mínimo constituida mayoritariamente por margas negras con ammonites y espículas de esponjas, cuyos primeros metros son muy ricos en glauconita. Los niveles más altos que se conservan están formados por un complejo de barras bioclásticas ferruginosas (Calizas del Coll d'Abella; Peybernès, 1976).

La plataforma equivalente a este grupo de margas de offshore y cuenca se localiza más al Oes-

te, en el valle del Noguera Ribagorzana, donde puede observarse su recubrimiento expansivo (onlap) costero sobre los carbonatos jurásicos truncados.

El límite superior de la secuencia de Lluçà en la Lámina Cabalgante de Bóixols es una discordancia angular bajo las calizas cenomanienses (discordancia cenomaniense; Rosell, 1963 y 1967).

Según Garrido-Megías (1973) y Peybernès (1976), los materiales que constituyen la secuencia de Lluçà son de edad Albiense inferior.

Evolución sedimentaria e historia tectónica. X. Berástegui, J.M^a. García Senz, M. Losantos y C. Puigdefàbregas.

La organización del registro estratigráfico del Cretácico inferior en la Cuenca de Organyà corresponde a cuatro episodios diferenciados en la fase de *rifting*: primera extensión, *rifting* moderado, *rifting* intenso y transición a la fase de post-*rifting* (Fig. 15).

1. Primera extensión: Secuencias de Hostal Nou I y II. Berriasiense - Valanginiense inferior.

El inicio de la fase de *rifting* del Cretácico inferior está registrado, en la Cuenca de Organyà, por la discordancia Portlandiense (Garrido, 1973). Esta discordancia puede correlacionarse con el límite de la megasecuencia del Titónico tardío en Grand Banks (Hubbard, 1988) o con el límite de



Fig. 15.- Esquema tecto-estratigráfico de la Cuenca de Organyà. La escala cronoestratigráfica está adaptada de Hag et al. (198*).

Fig. 15.- Tectono-stratigraphic scheme of the Organyà basin. Chronostratigraphic scale adapted from Haq et al. (1987).

secuencia Pre-Hibernia (Tankard & Welsink, 1987). También puede correlacionarse con el límite de secuencia tipo uno a techo de ZB-1.3 de Haq et al. (1978).

Este periodo de primera extensión se caracteriza por la sedimentación de brechas carbonatadas ("Brecha Límite"); el carácter local de estos depósitos y las litologías presentes en los clastos, las estructuras sedimentarias que presentan así como el contenido paleontológico de la matriz sugieren la deposición al pie de escarpes de falla en un medio submarino. La evolución secuencial posterior apunta a un levantamiento relativo de las areas marginales con erosión en las hombreras del *rift (rift shoulders)* asociado al primer estadio de extensión.

2. Rifting moderado: Calizas de Prada y secuencia sedimentaria de Prada II. Valanginiense -Barremiense.

El inicio de la fase de *rifting* moderado está marcado por una discordancia en la base de las Calizas de Prada y una transgresión marina sobre la secuencia de Hostal Nou II y los materiales jurásicos.

El gran espesor de los sedimentos de facies marinas someras que caracterizan a las Calizas de Prada y el carácter localizado de los carbonatos de la secuencia sedimentaria de Prada II sugieren una subsidencia relacionada con la actuación de sistemas de fallas después del primer estadio de extensión.

Una de las fallas extensionales asociadas al crecimiento hacia el depocentro de las Calizas de Prada, en la actualidad tectónicamente invertida, puede asociarse al cabalgamiento de Pont de l'Espia.

3. Rifting intenso: Secuencias de Roca Narieda, Senyús, Font Bordonera y Lluçà. Aptiense inferior- Albiense inferior.

La discontinuidad de la base del Aptiense registra el inicio de la fase de *rifting* intenso. Esta discontinuidad puede correlacionarse con el límite de la secuencia más baja del Aptiense inferior en Grand Banks (Hubbard, 1988), donde refleja la separación de Iberia (Mason & Miles, 1984; 1986; Tankard & Welsink, 1987).

Durante el periodo de *rifting* intenso en la Cuenca de Organyà, empezó la expansión del fondo oceánico (*seafloor spreading*) al Oeste del margen de Galicia (Aptiense superior; Sibuet et al., 1979). Este evento es probablemente registrado por el límite inferior de la secuencia de Lluçà y la consiguiente transgresión sobre las secuencias depositadas previamente.

Mientras se desarrollaba esta fase, el depocentro de la cuenca migraba hacia el Sureste desde su localización previa hasta una posición cercana al eje actual del sinclinal de Santa Fe. Este hecho provocó una asimetria Norte-Sur en la cuenca-sinclinal; al mismo tiempo, cada secuencia retrocedió hacia costa sobre la precedente (*backstepping*), mientras las fallas en extensión que afectaban a los flancos estuvieron activas durante la deposición de la secuencia de Lluçà. Esta dinámica condujo a la abertura de la cuenca y a la fosilización de fallas por la misma secuencia (Estructura Invertida de Bóixols) o por la discordancia *post-rift* (Falla de Peracalç).

4. Transición a la fase Post-Rift: Secuencia de Turbón - Escales. Albiense superior.

En la Lámina Cabalgante de Bóixols no afloran los materiales de esta secuencia definida en el área de Pont de Suert, estando en el sinclinal de Santa Fe erosionada bajo la Discordancia Cenomaniense. La transición a la fase *post-rift* está registrada por la discontinuidad de la base de la secuencia, la cual puede correlacionarse con el límite de la secuencia del Albiense Medio en Grand Banks (Hubbard, 1988) y tal vez con el límite del superciclo entre ZC-1 y ZC-2 de Haq et al. (1987). La discontinuidad de la base de la secuencia probablemente registra el inicio de la expansión del fondo oceánico (*seafloor spreading*) en el Golfo de Vizcaya, coetáneo con esta discontinuidad (Boillot, 1986; Souquet, 1988). La transición a la fase de subsidencia *post-rift* se caracteriza por una entrada importante de terrígenos de procedencia Norte, probablemente relacionada con un levantamiento relativo de las áreas continentales contiguas emergidas (*rift shoulders*). Esta fase corresponde al Ciclo 5 de Puigdefábregas y Souquet (1986), quienes consideran que en este periodo tuvo lugar un cambio de condiciones transtensivas a transpresivas a lo largo de la zona de Falla Norpirenaica.

5. Subsidencia post-rift. Cenomaniense medio-Santoniense inferior.

La discordancia angular de la base de las calizas cenomanienses registra el fin de la fase de *rifting* del Cretácico inferior en la Cuenca de Organyà. Esta discordancia puede correlacionarse con el límite de megasecuencia del Cenomaniense medio en Grand Banks (Hubbard et al 1985b; Hubbard, 1987), donde registra la separación de Europa y el inicio de la expansión generalizada del suelo oceánico (*seafloor spreading*) al Este de Grand Banks y Orphan Knoll (Wilson, 1981; Hubbard et al. 1985b).

Paleogeografia y modelo de cuenca. X. Berástegui, J.M^a. García Senz, M. Losantos y C. Puigdefàbregas.

El modelo de cuenca que se propone se basa en la organización vertical y horizontal de los sedimentos que afloran en la Lámina Cabalgante de Bóixols, el análisis de los accidentes tectónicos relacionados con la apertura de la Cuenca de Organyà y en la restauración de los cortes geológicos compensados tomando como línea horizontal de referencia la base del Cenomaniense superior.

Siguiendo este método se ha reconocido un depocentro de geometría sinclinal, con un eje mayor de dirección E-W y disposición aproximadamente paralela al eje actual del Sinclinal de Santa Fe. La asimetría del sinclinal sinsedimentario queda demostrada en el flanco Sur por las relaciones de recubrimiento expansivo (*onlap*) de las secuencias del Cretácico inferior sobre los sedimentos jurásicos que buzan hacia el Norte (cuenca) y están truncados por erosión. En el mismo flanco Sur, algunas de las fallas extensionales afloran en la actualidad tectónicamente invertidas (estructuras de Bóixols y Pont de l'Espía). Las secuencias sedimentarias reconocidas afloran también en el flanco Norte, donde se han observado fallas extensionales sinsedimentarias de edad Aptiense superior-Albiense inferior con superficies buzando hacia el Norte. Estas relaciones sugieren una diferencia entre dos márgenes de cuenca, cada uno de ellos con diferentes características; la localización de estos márgenes en ambos flancos del área depocentral define un eje mayor de la cuenca de dirección E-W (Fig. 16), en desacuerdo con una paleogeografía que considerase un único margen de dirección NW-SE.

Si se restaura la discordancia *post-rift* a su posición original (horizontal), los sedimentos jurásicos (*pre-rift*) se disponen buzando hacia el Norte (hacia cuenca) a lo largo del margen meridional de la cuenca. Comparando la imagen obtenida con los modelos experimentales a escala reducida de cuencas desarrolladas durante regímenes extensionales realizados por Ellis & Mac Clay (1988), se observa que la única manera de que los sedimentos *pre-rift* se dispongan buzando



Fig. 16.- Esquema paleogeográfico de la Cuenca de Organyà. 1: Jurásico, 2: Carbonatos de plataforma (Berriasiense - Barremiense), 3: Plataformas carbonatadas (Aptiense - Albiense medio), 4: Margas de talud y de Cuenca (Aptiense - Albiense medio), 5: Secuencias post ríft (Cretácico Superior), 6: Conglomerados (Eoceno Superior - Oligoceno), 7: Fallas normales sinsedimentarias, 8: Fallas normales invertidas.

Fig. 16.- Paleogeographic scheme from the Organyà basin. 1: Jurassic, 2: Berriasian to Barremian platform carbonates, 3: Aptian to Middle Albian carbonate platforms, 4: Aptian to Middle Albian slope and basinal marks, 5: Upper Cretaceous post-rift sequences, 6: Upper Eocene to Oligocene conglomerates, 7: synsedimentary normal faults, 8: Mesozoic normal faults inverted during the Tertiary.

hacia la cuenca durante la sedimentación, es que la geometría de la falla extensional principal (master fault) consista en una rampa y dos rellanos (Fig. 17). Sin embargo, como se observa en otras cuencas no invertidas de la misma edad que la de Organyà, desarrolladas en régimen extensional, y en las que la disposición de los sedimentos que las rellenan muestran geometrías muy similares (por ejemplo, en la Cuenca Juana de Arco, offshore de Terranova; Hubbard, 1985; Tankard et al., 1989), la longitud del rellano puede reducirse a una simple infexión convexa en la falla maestra, modelo quizá más próximo al de la Cuenca de Organyà. En el modelo de cuenca que se propone, las fallas en extensión reconocidas ocupan una posición muy concreta; así, la estructura invertida de Bóixols debe interpretarse como una de las fallas relacionadas con el graben desarrollado en la cresta (upper crestal graben) del anticlinal extensional de bloque superior (rollover) asociado al rellano superior de la falla maestra; la falla de Peracalç, que conserva su geometría extensional original y buza hacia el Norte, debe ser interpretada como una de las fallas principales del graben inferior (lower crestal graben) asociado al crecimiento del depocentro. El modelo de cuenca propuesto explica asimismo la localización de los espesores máximos (depocentros sucesivos) de una manera dinámica; la zona donde se acumula el máximo espesor de sedimentos se localiza inmediatamente al Norte del anticlinal de bloque superior, siendo los depocentros de cada secuencia desplazados hacia el Norte al progresar las sucesivas fases de extensión, de manera que las plataformas siempre recubren expansivamente hacia costa (onlap) a las precedentes y al zócalo pre-rift.

La geometría de la cuenca en el sentido de su eje mayor (E-W), como sugiere Garrido Megías (1988), probablemente estuvo condicionada por la existencia de accidentes extensivos tranversales u oblicuos, los cuales adaptarían las diferencias de espesor entre los afloramientos del valle del Segre y los del valle del Essera, donde el espesor del Cretácico inferior es muy reducido o nulo.



Fig. 17.- Modelo de Cuenca. 1. Basamento paleozoico; 2: Triásico (sin-rift 1); 3: Jurásico (post-rift 1); 4, 5, 6, ^{-}y 8: Secuencias del Cretácico inferior (sin-rift 2); 4: Hostal Nou y Prada; 5: Roca Narieda; 6: Senyús; 7: Font Bordonera; 8: Lluçà; 9: Cretácico superior (post-rift 2); 10 a: Plataformas carbonatadas; 10 b: margas; U.C.G.: Graben crestal superior; L.C.G.: Graben crestal inferior. Las dimensiones horizontal y vertical de la cuenca se han tomado de la restitución del corte ECORS Pirineos por J.A. Muñoz (1991)

Fig. 17.- Basinal model. 1: Paleozoic basement, 2: Triassic (syn-rift), 3: Jurassic (post-rift), 4.5.6.⁻ and 8: Lower Cretaceous sequences (syn-rift), Hostal Nou and Prada Sequences, 5: Roca Narieda Sequence, 6: Senyús Sequence, ⁻: Font Bordonera Sequence, 8: Lluçà Sequence, 9: Upper Cretaceous (post-rift), 10: Carbonate platforms, UCG: Upper Crestal Graben, LCG: Lower Crestal Graben. The horizontal and vertical dimensions of the basin have been taken from Muñoz's (1991) restitution of the ECORS section of Pyrenees.

Bibliografía

- ALVAREDE, F. y MICHARD-VITRAC, A. 1978. Datation du métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées par les méthodes ³⁹ Ar-⁴⁰ Ar et ⁸⁷ Rb-⁸⁷ Sr. Ses relations avec les péridotites associées. Bull. Soc. Geol. France, 7, XX, 5, 681-687.
- ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., ADATE T., ARGOT M., RUMLEY G. & THIEULOY J.P., 1987. The Lower Cretaceous from the Jura Platform to the Vocontian Basin (Swiss Jura, France). 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen, Guide-book, 128.
- BERASTEGUI X., GARCIA SENZ, J.M^a & LOSANTOS, M. 1990. Tecto-sedimentary evolution of the Organyà extensional basin (Central South Pyrenean Unit, Spain) during the Lower Cretaceous. Bull. Soc. Géol. France, 8, VI. n 2, 251-264.
- BLONDEL T., CHAROLLAIS J., CLAVEL B. & SCHROEDER R., 1986. Jura meridional et châines subalpines. 3rd. International Symposium on Benthic Foraminifera, Benthos'86, Geneva, Guide-book.

- BOILLOT R.J., 1986. Comparison between the Galicia and Aquitaine margins. Tectonophysics, 129, 243-255.
- CAUS E., GARCIA-SENZ J.M^a, RODÉS D. & SIMO A., 1990. Stratigraphy of the Lower Cretaceous (Berriasian-Barremian) sediments in the Organyà Basin, Pyrenees, Spain. Cretaceous Research, 11, 313-320
- CHOUKROUNE P., 1976. Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne (analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale). Mem. Soc. Géol. France, 127, 116 p.
- CHOUKROUNE P. & ECORS Team, 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. Tectonics, 8(1), 23-39.
- DALLONI M., 1930. Étude géologique des Pyrénées Catalanes. Ann. Fac. Sc. Marseille, 26(3), 373 p.
- ECORS Pyrenees Team, 1988. The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. Nature, 331, 508-511.
- ELLIS P.G. & Mc CLAY K.R., 1988. Listric extensional fault systems-results of analogue model experiments. Basin Research, Amsterdam, 1, 55-70.
- GARRIDO MEGIAS A., 1973. Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provincias de Huesca y Lérida). Tesis Doctoral. Fac. Cienc. Univ. Granada.
- GARRIDO MEGIAS A., 1988. La tectónica pirenaica en relación con la evolución alpina del Margen Ibérico. Rev. Soc. Geol. España, Madrid, 1 (3-4) 365-372.
- HAQ B.U. et al., 1987. Mesozoic-Cenozoic cycle chart. Version 3.1B. En: Bally a.w. (ed.): Atlas of seismic stratigraphy, vol. 1, A.A.P.G. Studies on Geology. Tulsa, Ok., 27.
- HUBBARD R.J., PAPE J & ROBERTS D.G., 1985-a. Depositional sequence mapping as a technique to establish tectonic and stratigraphic framework and evaluate hydrocarbon potential on a pasive continental margin. En: BERG O.R. y WOOLVERTON D.G. (Eds.): Seismic Stratigraphy II. A.A.P.G. Mem. 39, 79-81.
- HUBBARD R.J., PAPE J. & ROBERTS, D.G., 1985-b. Depositional sequence mapping to illustrate the evolution of a passive continental margin. En: BERG O.R. y WOOLVERTON D.G. Eds. Seismic Stratigraphy II. A.A.P.G. Mem. 39, 93-115.
- HUBBARD R.J., 1988. Age and significance of sequence boundaries on Jurassic and early Cretaceous rifted continental margins. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Tulsa, OK., 72. 49-72.
- LOSANTOS M., BERASTEGUI X., MUÑOZ J.A. & PUIGDEFABREGAS C., 1988. Corte geológico cortical del Pirineo Central (perfil ECORS): Evolución geodinámica de la Cordillera Pirenaica. En: Simposio sobre cinturones orogénicos; II Congreso Geológico de España. 7-16.
- MARTINEZ R., 1982-a. Ammonoideos cretácicos del Prepirineo de la provincia de Lleida. Pub. Geol. U. A. B., 17, 197 p.

- MARTINEZ R., 1982-b. Distribución de los Ammonites del Cretácico Surpirenaico. En: U. Complutense (Ed.): El Cretácico de España. Cuad. Geol. Ibérica, 8. 1035-1047.
- MARTINEZ B. y POCOVI A., 1988. El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro Balaguer. Acta Geol. Hisp., 23(2), 81-94.
- MASSON D.G y MILES P.R., 1984. Mesozoic seafloor spreading between Iberia, Europe and North America. Mar. Geol. Amsterdam, 56, 279-287.
- MASSON D.G y MILES P.R., 1986. Development and hydrocarbon potential of Mesozoic sedimentary basins around margins of North Atlantic. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa, OK. 70. 721-729.
- MUÑOZ J.A., 1991. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. En: K.R. Mc Clay (Ed.): Thrust tectonics. Unwin & Hyman Eds. Londres.
- PEYBERNES B., 1976. Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Tesis Doctoral, Univ. de Toulouse, 459 p.
- PUIGDEFABREGAS C. y SOUQUET P., 1986. Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. Tectonophysics, Amsterdam, 129, 173-203.
- RAVIER J., 1959. Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. Mem. Soc. Géol. France, 38, 250 p.
- ROSELL J., 1963. Sobre la existencia de la discordancia precenomaniense en el Pirineo de la provincia de Lérida. Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 72, 71-80.
- ROSELL J., 1967. Estudio geológico del sector del Pirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (prov. de Lérida). Pirineos, 21, 9-214.
- SEGURET M., 1972. Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Pub. USTELA, Sér. Geol. Struct. n.2, Montpellier.
- SIBUET J.C., RYAN W.B.F. et al., 1979. Int. Repts. Deep Sea Drill. Proj., 47, Washington D.C., U.S.G.P.O. 47, 2, 787 p.
- SOUQUET P., 1988. Evolución del margen Nord- Ibérico en los Pirineos durante el Mesozoico. Rev. Soc. Geol. España, Madrid, 1 (3-4), 349-356.
- SOUQUET P. y PEYBERNES B., 1987. Allochtonie des massifs primaires nord-pyrénées des Pyrénées Centrales. C. R. Acad. Sci. Toulouse, 529 p.
- SOUQUET P., PEYBERNES B., BILOTTE, M. & DEBROAS, E.J., 1977. La Chaîne Alpine des Pyrénées. Géol. Alp. 53, 2, 193-216.
- SOUQUET P., DEBROAS E.J., BOIRIE J.M., PONS Ph., FIXARI C., ROUX J.C., DOL J., THIEULOY J.P., BONNEMAISON M., MANIVIT H. & Peybernès B., 1985. Le groupe du flysch noir Albo-Cénomanien dans les Pyrénées. Bull. C.R.E.P. Elf-Aquitaine, 9 (1) 138-252.

- TANKARD A.J. y WELSINK H.J., 1987. Extensional tectonics and stratigraphy of Hibernia oilfield, Grand Banks, Newfoundland. A.A.P.G. Bull. 71, 10, 1210-1232.
- TANKARD A.J., WELSINK H.J.& JENKINS W.A.M., 1989. Structural styles and stratigraphy of the Jeanne d'Arc Basin, Grand Banks of Newfoundland. En: Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins. Ed: A.J. TANKARD & H.R. BALKWILL. AAPG Mem. 46, 265-282.

WILLIAMS G.D., 1985. Thrust tectonics in the south central Pyrenees. J. Struct. Geol., 7, 11-17.

WILSON L.M., 1981. Circum-North Atlantic tectono-stratigraphic reconstruction. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 7, 167-184.

GUIA DE LA EXCURSION

El flanco norte del sinclinal de Santa Fe. Berriasiense-Barremiense. Congost dels Tres Ponts.

E. Caus, J.M^a García Senz, M.Losantos y X.Berástegui.



Fig. 18.- Mapa de situación de las Paradas del corte del Rio Segre.



PARADA 1. Carretera de Montant. Vista panorámica.

La carretera de Montant proporciona un buen punto de vista de los afloramientos de las secuencias de Hostal Nou I y II (Berriasiense-Valanginiense) del margen derecho del río Segre (Figs. 18, 19).

De Norte a Sur en la panorámica, los carbonatos kimmeridgienses forman los escarpes localizados más al Norte. Afloran como una unidad de aspecto masivo que está recubierta por unos carbonatos con aspecto karstificado correspondientes a la unidad litológica "A" (Brecha Límite) de la secuencia titónico-berriasiense de Hostal Nou I. La unidad litológica "B" (Calizas con Oncolitos) de la secuencia de Hostal Nou I, recubre las brechas y puede observarse enfrente formando el margen izquierdo de un pequeño barranco que está excavado en los materiales más blandos de la unidad litológica "C" (Margas con *Pseudosubplanites*). Un poco más hacia el Sur se observan unas calizas bien estratificadas con unos pliegues disarmónicos muy espectaculares que corresponden a la unidad litológica "D" (Calizas con Trocholina) de la secuencia de Hostal Nou I. Sobre las calizas precedentes, en el talud con árboles por el que asciende una pista en zigzag, afloran bastante cubiertos los materiales valanginienses de la secuencia de Hostal Nou II. Finalmente, los escarpes de tonos más claros situados más al Sur están esculpidos en las Calizas de Prada (Barremiense).

PARADA 2. C-1313. Pont de Montant. Corte del Río Segre. Secuencia de Hostal Nou I. Unidad A (Brecha Límite).

Este afloramiento permite observar la estructura interna y la organización vertical de la unidad inferior (A) de la secuencia de Hostal Nou I.

La "Brecha Límite" está formada en este corte por dos unidades sedimentarias: la primera (A₁) forma una secuencia granodecreciente, desde brechas con clastos decimétricos a centimétricos en la base a turbiditas de grano fino a techo. En los tramos superiores aparecen moldes de di-



Fig. 19.- Vista panoràmica de la Sierra de Prada y del corte del Rio Segre desde la carretera de Montant. 1: Calizas del Kimeridgiense: Secuencia de Hostal Nou I: 2: "Brecha Límite" (Portlandiense), 3: Calizas con Oncolitos (Titónico superior -Berriasiense), 4: Margas con Pseudosubplanites (Berriasiense), 5: Calizas con Trocholina (Berriasiense); Secuencia de Hostal Nou II: 6: Calizas limosas y arenosas (Berriasiense superior-Valanginiense); ": Calizas de Prada (Barremiense).

Fig. 19.- Panoramic view of the Serra de Prada and the Segre River cross section as seen from the road to Montant. 1: Kimmeridgian limestones, Hostal Nou I Sequence, 2: "Limit Brecchia" ("Portlandian"), 3: Oncolitic limestones (Upper Tithonian to Berriasian), 4: Pseudosubplanites marks (Berriasian), 5: Trocholina limestones (Berriasian), Hostal Nou II Sequence, 6: Upper Berriasian to Valanginian sandy and silty limestones, 7: Barremian Prada Limestones. solución de evaporitas. La segunda unidad (A₂) consiste en brechas masivas con clastos de decimétricos a centimétricos. La base de esta unidad es una superfície erosiva sobre las turbiditas.

PARADA 3. Antigua carretera C-1313. Corte del Río Segre. Secuencia de Hostal Nou I. Unidades B (Calizas con Oncolitos), C (Margas con Pseudosubplanites) y D (Calizas con Trocholinas).

Esta sección proporciona buenos afloramientos de los tramos superiores de la secuencia de Hostal Nou I, unidades B (Calizas con Oncolitos), C (Margas con *Pseudosubplanites*) y D (Calizas con *Trocholina*) representadas en la fig. 20.

El corte está distorsionado por la interferencia de dos sistemas de pliegues de direcciones E-W y N-S, disarmónicos, que afectan a estos niveles. En el contacto entre las Margas con *Pseudosub*planites y las Calizas con *Trocholina* puede observarse una brecha de origen tectónico constituída por clastos hemimétricos. La existencia de esta brecha es coherente con las litologías supra y subyacentes y la estructura del conjunto.

PARADA 4. C-1313. Corte del Río Segre. Secuencia de Hostal Nou II. Unidades A y B. Límite inferior de las Calizas de Prada.

En este afloramiento de la unidad "A" de la secuencia de Hostal Nou II se pueden observar ciclos de orden métrico (parasecuencias) con tendencia somerizante; dichos ciclos se caracterizan por un tramo margoso en la base que es seguido por un tramo de calizas bioclásticas (*packstones* a *grainstones*) coronadas por una superficie ferruginizada (Fig. 20). En los niveles más altos de la secuencia, a techo de los ciclos se conservan paleosuelos con lignitos y niveles ricos en carofitas.

Los tramos inferiores de la unidad "B" de la secuencia de Hostal Nou II están representados por calizas bioclásticas (*grainstones*) con briozoos que contienen intercalaciones de calizas margosas. Estos tramos se organizan en ciclos con tendencia a la profundización.

PARADA 5. C-1313. Corte del Río Segre. Calizas de Prada. Unidad A.

El objetivo de esta parada es observar los primeros orbitolínidos que aparecen en las calizas bioclásticas (*grainstones/packstones*) de la unidad "A" de las Calizas de Prada con abundancia de fragmentos de rudistas (Fig. 21).

PARADA 6. C-1313. Corte del Río Segre. Calizas de Prada. Unidad B.

Esta parada se realiza principalmente para observar las facies de la unidad "B" de las Calizas de Prada, constituída por *mudstones/packstones* oscuros con orbitolínidos que alternan con *muds-tones* con carofitas (Fig 21).

PARADA 7. Tunel de la C-1313. Corte del Río Segre. Tramos superiores de las Calizas de Prada y Secuencia de Prada II.

En la parte inferior de la sección (Figs. 21 y 22) afloran calizas tableadas (*mudstones*) negras sin fauna, muy ricas en materia orgánica y con concentración de asfalto en las juntas estilolíticas; hacia el techo estos *mudstones* negros contienen niveles con bivalvos de concha fina. Sobre los materiales anteriores afloran calizas bioclásticas (*grainstones* y *packstones*) con nódulos de sílex hacia la base; el conjunto, localmente dolomitizado, contiene abundantes fragmentos de rudistas y otros organismos arrecifales. Los tramos más altos están formados por calizas negras (*mudstones*) muy laminadas, sin fauna y con abundante materia orgánica que se concentra en las juntas estilolíticas y en las pequeñas fracturas; hacia el techo se intercalan capas de margas.



Fig. 20. - Profile of Hostal Nou I and II along the Segre River.

| | Calpionellas |
|----------|---------------------------------|
| | Globobuligerinas |
| | Radiolarios (?) |
| | Carofitas |
| | Dasicladáceas |
| | Pseudocyclammina cf. lituus |
| _ | Trocholina cf. alpina |
| _ | T. alpina |
| | T. elongata |
| | Paleotextulariella coutionensis |
| | Feurtillia frequens |
| | Rectocyclammina arrabidensis |
| _ | Montsalevia sp. |
| | Choffatella pyrenaica |
| | Everticyclammina sp. |
| <u> </u> | Nautiloculina spp. |
| | T. cherchiae |
| | Eclusia cf. moutyi |
| | Citaedella (?) favrei |
| | Montsalevia salevensis |





Fig. 21.- Stratigraphic section of Prada Limestones and of Prada II profile along the Segre River.

| | Trocholina molesta |
|---|------------------------------|
| | T. oduckpaniensis |
| | T. saggitaria |
| — | Eclusia decastroi |
| | Praereticulinella cuvillieri |
| | Charentia cuvillieri |
| | Paleodictyoconus cuvillieri |
| | Paracoskinolina maynci |
| | Valserina primitiva |
| | Urgonina alpillensis |
| | Cribellopsis necelongata |
| | Valserina bronninmani |
| | Eygallierina turbinata |
| | Choffatella decipiens |
| | Paracoskinolina hispanica |
| - | Eopalorbitolina charollaisi |
| | Palorbitolina lenticularis |
| | Paleodictyoconus actinostoma |
| | Orbitolinopsis spp |
| | Neotrocholina friburgensis |
| | |



Fig. 22.- Columna estratigráfica de la serie de Prada II en el corte del Tunel de la C-1313.

Fig. 22.- Stratigraphic section of Prada II profile along the tunnel of road C-1313.

El flanco norte del sinclinal de Santa Fe. Aptiense-Albiense. Valle de Cabó. J.M^a García Senz, M.Losantos y X.Berástegui.



Fig. 23.- Mapa de situación de las Paradas del corte del Valle de Cabó.

Fig. 23.- Location of stops along the section of Cabó Valley.

PARADA 8. Pueblo de Cabó. Secuencia de Roca Narieda.

El valle de Cabó ofrece el corte más completo y potente (2850 m) de los depósitos del Aptiense-Albiense de la zona Surpirenaica (Figs. 23 y 24). En la base del corte afloran las Calizas de Prada (Barremiense superior) y en el techo, en discordancia angular, las calizas con prealveolinas del Cenomaniense Superior.

Los sedimentos que afloran a lo largo del corte son dominantemente hemipelágicos y son los equivalentes distales de las plataformas carbonáticas situadas al sur y noroeste. Estos depósitos cambian lateralmente de facies hacia el ESE a las margas de cuenca que afloran en las proximidades de Organyà.



Fig. 24.- Columna estratigráfica de las secuencias de Roca Narieda, Senyús, Font Bordonera y Llucà en el Valle de Cabó.

Fig. 24.- Profile of Roca Narieda -, Senyús -, Font Bordonera -, and Lluçà Sequences in the Cabó Valley.

Vista panorámica de las calizas de Prada, que forman una superficie estructural de gran desnivel. Estas calizas se correlacionan cartográficamente con la parte superior del corte del Río Segre, distante 7,5 km. Encima, con fuerte contraste en el relieve se aprecia una serie de margas y margocalizas bien estratificadas con intercalaciones de *mudstones* oscuros (Margas de Cabó). Contienen una fauna abundante de ammonítidos del Aptiense inferior (Zonas de *Deshayesites forbesi* y *D. deshayesi*).

PARADA 9. Pista forestal hacia Hortoneda. Secuencia de Roca Narieda.

Se observa una serie de margas negras con cicatrices de *slumps*. Sobre ellas, y en contacto brusco, afloran unos paquetes bien estratificados de calizas (*mudstones-wackstones*) que alternan con, y pasan lateralmente hacia el ESE a, margocalizas (Figs. 24 y 25). A grandes rasgos destacan en el paisaje dos tramos más calcáreos separados por un intervalo margoso; en el tramo inferior abundan los nódulos ferruginosos, mientras que el tramo superior está más bioturbado. La macro-fauna es escasa. El conjunto se interpreta como depósitos de talud distal correspondientes a la parte superior progradante (cortejo sedimentario de alto nivel) de la secuencia de Roca Narieda.



Fig. 25.- Vista del margen Oeste del barranco de Inglada. 1: Margas de Cabó, en las que se observan cicatrices de slumps; 2: Calizas wackstones-packstones y calizas margosas de talud de la secuencia de Roca Narieda; 3: Montículos arrecifales de esponjas (Parada 10) y 4: Calizas bioclásticas de la Secuencia de Senyús (Parada 11).

Fig. 25.- View over the western margin of Inglada ravine. 1: Cabó marls with slump scars, 2: Slope wackestones-packstones and marly limestones of the Roca Narieda sequences, 3: sponge mud mounds (Stop 10) and 4: bioclastic limestones of the Senyús Sequence (Stop 11).

PARADA 10. Pista forestal hacia Hortoneda. Barranco de Inglada. Secuencia de Senyús.

El objetivo de esta parada es la observación en detalle de los montículos arrecifales de esponjas (sponge *mud mounds*) que afloran en los tramos inferiores de la secuencia de Senyús (Fig. 26).

Estos montículos, que llegan a alcanzar un espesor de 6 m en los afloramientos del margen izquierdo del barranco, se acuñan hacia el Este, habiendo desaparecido completamente a escasos metros del margen derecho. En la base de los montículos puede observarse una capa de calizas de grano fino (*wackestones*) con orbitolinas dispersas, braquiópodos y lamelibranquios, correspondiente a la *wackestone pile*; el núcleo de los montículos (*mound core*) está formado por calizas de grano fino con gran cantidad de esponjas y fragmentos de ellas, así como de otros organismos, todos ellos silicificados. Los montículos están coronados por una capa de calizas de grano grueso (*grainstone cap*), a techo de la cual se desarrolla un paleofondo endurecido (*hard ground*) con glauconita y concentración de fauna.



Fig. 26.- Vista del margen Oeste del barranco de Inglada. 1: Calizas packstones-wackstones con orbitolínidos y restos de macrofauna; 2: Montículos arrecifales de esponjas (mud mounds); 3: Ciclos de margas negras - packstones - wackstones; 4: Grainstones negros con un paleofondo endurecido (hardground) a techo; 5: Calizas (grainstones) bioclásticas con estratificación cruzada; 6: Margas oscuras y packstones a wackstones.

Fig. 26.- View over the western margin of Inglada ravine. 1: wackestones - packstones with orbitolinids and macrofauna, 2: sponge mud mounds, 3: cycles formed by black marls- packstones- wackestones, 4: black grainstones with top covered by a hard-ground, 5: cross-stratified bioclastic limestones, 6: dark marls and packstones-wackestones.

PARADA 11. Barranco de Inglada. Secuencia de Senyús.

Puede observarse la parte alta de la sucesión margosa de *offshore* que se desarrolla por encima del paleofondo endurecido que corona los montículos arrecifales de la parada anterior (Fig 26). La sucesión de margas termina con una capa de calizas negras de grano grueso (*grainstones*) sobre la cual se desarrolla otro paleofondo ferruginoso endurecido con concentración de fauna. A 5 m sobre él, por encima de un nivel de margas negras (*black shales*), aflora un conjunto de calizas bioclásticas (*grainstones*) ocres con estratificación cruzada de gran escala, estratificación ondulada y de tipo *hummocky*, organizadas en ciclos granodecrecientes con *grainstones* esqueletales en la base (fragmentos de corales, briozoos, moluscos, orbitolínidos) que hacia el techo pasan a *grainstones* más finos con foraminíferos bien clasificados. Cartográficamente estos cuerpos bioclásticos se acuñan hacia el SSE (cuenca) y hacia el NNW (costa), interpretándose como un complejo de barras de *shoreface* desarrolladas en un contexto transgresivo.

PARADA 12. Pista forestal hacia Hortoneda. Secuencia de Senyús.

El objetivo de esta parada es la observación de las calizas de facies arrecifales de Senyús, con rudistas y corales, y las facies margosas de talud con gran cantidad de orbitolínidos. Estos sedimentos se organizan en ciclos somerizantes de progradación (Fig. 24).

PARADA 13. Pista forestal hacia Hortoneda. Secuencias de Senyús y Font Bordonera.

En esta parada pueden observarse los últimos metros de la secuencia de Senyús y el contacto con la secuencia de Font Bordonera (Fig. 24). Sobre los sedimentos de facies de *offshore* de la secuencia de Senyús, organizados en ciclos progradantes, aflora un nivel de margas oxidadas con pisolitos que se considera el término más alto de la secuencia. Sobre el nivel pisolítico se desarrolla una barra heterolítica formada por dos tramos bioclásticos finos separados por un intervalo margo-

so. Cada uno de los tramos presenta una organización grano y energéticamente creciente hacia el techo con *ripples* de oscilación en la base y estratificación *hummocky* y laminación subparalela hacia el techo. Sobre estas barras se sitúa un intérvalo granodecreciente que termina con margas muy bioturbadas. Esta barra, continua cartográficamente en casi todo el sinclinal de Santa Fe, constituye un nivel guía muy destacado que se interpreta como un depósito transgresivo en la base de la secuencia de Font Bordonera. El límite con Senyús se localiza en la base de las barras, entre éstas y el nivel con pisolitos.

PARADA 14. Pista forestal hacia Hortoneda. Secuencia de Lluçà.

Vista de un conjunto muy potente de margas finas anóxicas (Margas de Lluçà). En la base se encuentra fauna de amonítidos no determinada (Fig. 24). Por correlación con un nivel similar en el flanco sur del sinclinal de Santa Fe, se le atribuye una edad Albiense (Zona de *L. tardefurcata*). A techo se aprecia en panorámica la plataforma carbonática del Cenomaniense superior.

El flanco sur del sinclinal de Santa Fe. Secuencias de Senyús, Font Bordonera y Lluçà; plataforma de Roca Narieda. Aptiense-Albiense.

J.Mª. García-Senz y X. Berástegui.



Fig. 27.- Mapa de situación de las Paradas del flanco sur del Sinclinal de Santa Fe. Paradas 15 y 16.

Fig. 27.- Location of stops at the southern slope of Santa Fe syncline. Stops 15 and 16.

PARADA 15. Alrededores de la pista de Organyà a Montanisell, Font Bordonera. Facies del Aptiense en el flanco Sur del sinclinal. Secuencias de Senyús y Font Bordonera (Fig. 27).

Desde este punto, mirando hacia el Este, en dirección al río Segre, se observa una potente serie margosa que comprende las formaciones "Margas de Cabó" y "Calizas y margas de Senyús"(Fig. 28). Siguiendo la panorámica hacia el Sur se observa como la parte alta de esta sucesión margosa perteneciente a las "Calizas y margas de Senyús" (secuencia de Senyús) se indenta con las calizas de plataforma que forman la Montaña de Nargó. Se aprecian muy bien los clinoformes del margen y talud de la plataforma con progradación aparente hacia el Norte. La parte alta de la plataforma es mucho más progradante y forma una barra calcárea que se adelgaza progresivamente hacia el Norte, pasando lateralmente a margas oscuras. Se observa asimismo que la plataforma de la Montaña de Nargó (secuencia de Senyús) está cubierta por un importante espesor de margas pertenecientes a la secuencia de Font Bordonera.



Fig. 28.- Columna estratigráfica de las secuencias de Senyús, Font Bordonera y Lluçà en el flanco Sur del sinclinal de Santa Fe (Montanisell).

Fig. 28. - Profile of Senyús -, Font Bordonera -, and Lluçà Sequences at the southern slope of Santa Fe syncline (Montanisell).

El corte de detalle se efectúa en la ladera del barranco. El cuerpo más progradante de la secuencia de Senyús que forma la montaña de Nargó está constituido aquí por bioconstrucciones de corales y rudistas, alternando con niveles margosos que contienen gran cantidad de orbitolínidos. Encima, y de forma brusca, se sitúa una barra ocre de 4 m. de espesor formada por bioclastos y arena de grano fino a muy fino. La estructura interna de esta barra, correlacionable cartográficamente con la observada en el flanco Norte del sinclinal (PARADA 13) y que se interpreta como el primer depósito transgresivo en la base de la secuencia de Font Bordonera, consiste en laminación cruzada unidireccional de escala media, estratificación cruzada de tipo *hummocky* y SCS y laminación paralela. Algunas capas presentan granoselección positiva con orbitolinas retrabajadas. La barra termina mediante una sucesión granodecreciente y los 20 m. siguientes de la serie están formados por margocalizas que alternan con niveles siltosos laminados, denotando una profundización del medio sedimentario.

En la Font Bordonera se observan niveles lumaquélicos de grandes ostreidos, asociados a concentraciones de glauconita. A la altura del puente que atraviesa la pista comienza una sucesión de calizas margosas y margocalizas que hacia el oeste pasan lateralmente a las facies de plataforma somera del pico de Set Comelles (PARADA 17) y sobre ellas se sitúan discordantes las calizas con prealveolinas de Santa Fe (Cenomaniense Superior), de modo que las margas de Lluçà están aquí completamente erosionadas.

PARADA 16. Pista de Font Bordonera. Secuencia de Roca Narieda. Geometrías de plataforma y talud; límites de la secuencia.

La plataforma carbonatada de Roca Narieda aflora al sur de Organyà formando el escarpe oriental del río Segre (Fig. 29). Constituye una pequeña lámina cabalgante limitada al Sur por el cabalgamiento de Bóixols y al Norte por un retrocabalgamiento que se entronca con el anterior (estructura en *pop-up*). El límite occidental de esta unidad estructural es una rampa lateral y su estructura interna es un anticlinal de dirección E-W, al Norte del cual puede observarse un sinclinal muy laxo y el anticlinal de bloque superior del retrocabalgamiento en el núcleo del cual afloran los carbonatos de la secuencia de Prada II. Debido a la distribución de los espesores de los carbonatos que forman la mole de la Roca Narieda, la zona de cresta del anticlinal es muy ancha, de modo que la estructura tectónica permite la observación de la mayor parte de la plataforma en una posición cercana a la original.

La primera observación que se puede realizar es que la Roca Narieda está formada por dos cuerpos carbonatados distintos, separados por un horizonte margoso discontinuo. La estructura interna del cuerpo carbonatado inferior está definida por superficies paralelas que buzan ligeramente hacia el norte mientras que en el cuerpo superior se observan geometrías de progradación buzando más fuertemente hacia el norte. Sobre el cuerpo carbonatado inferior, coincidiendo con el horizonte margoso discontinuo puede observarse una superficie de biselamiento basal (*downlap*). En detalle, en el cuerpo superior se observan dos tipos de geometría progradante: en la mitad inferior es de tipo sigmoidal y en la mitad superior, de tipo oblicuo.

Considerando la geometría de los estratos, y en términos de estratigrafía secuencial, el cuerpo carbonatado inferior corresponde a un cortejo sedimentario transgresivo (*transgressive systems tract*) y el superior corresponde a un cortejo de alto nivel del mar (*highstand systems tract*). El horizonte margoso situado entre los dos cuerpos carbonatados corresponde a una sección condensada a techo del *transgressive systems tract*.

El cortejo de alto nivel del mar (*highstand systems tract*) puede dividirse en un complejo progradante de alto nivel temprano (*early highstand prograding complex*) (geometrías sigmoides) y un complejo progradante de alto nivel tardío (*late highstand prograding complex*) (geometrías oblicuas). Hacia la parte izquierda del afloramiento puede observarse un cambio lateral y vertical de las calizas que forman la Roca Narieda a las margas del valle (Margas de Cabó). Este cambio lateral corresponde a los depósitos del talud inferior y del pie del talud. En la mitad inferior del escarpe del río afloran los sedimentos jurásicos que se observan como una masa de carbonatos de tonalidades oscuras, de aspecto masivo y carstificado, truncada por una superficie irregular de carácter erosivo bajo las calizas gris claro de la secuencia de Roca Narieda. Las calizas de Roca Narieda y los materiales jurásicos se relacionan geométricamente mediante una superficie de *toplap-onlap*. La Roca Narieda está coronada por una superficie plana ligeramente inclinada hacia el sur, formada por margas oscuras que contienen espículas de esponjas; estas margas corresponden a las facies de cuenca de la secuencia de Senyús. En este punto el contacto entre las dos secuencias es una paraconformidad.



Fig. 29.- Panorámica de la plataforma carbonatada de Roca Narieda. 1: Cuerpo carbonatado inferior; 2: Talud inferior y Margas de Cabó, 3: Talud superior; 4: Cuerpo carbonatado superior; 5 y 6: Secuencia de Senyús; 7: Margas de Font Bordonera; 8: Calizas de Santa Fe (Cenomaniense superior); 1: Dolomías Jurásicas; TST: Cortejo sedimentario transgresivo; cs: sección condensada; mfs: superficie de inundación máxima; HST: cortejo sedimentario de nivel alto; ehpc: complejo progradante de alto nivel temprano; lhpc: complejo progradante de alto nivel tardío; a y b: límites de secuencia, a es una discordancia con truncación del Jurásico y b es una paraconformidad. Cotas en metros sobre el nivel del mar.

Fig. 29.- Panoramic view of the carbonate platform of Roca Narieda. 1: lower carbonatic body, 2: lower slope and Cabó marls, 3: upper slope, 4: upper carbonatic body, 5 and 6: Senyús Sequence, ": Font Bordonera marls, 8: Santa Fe Limestones (Upper Cenomanian), Jurassic dolomites, TST: transgressive systems tract, cs: condensed section, mfs: main flooding surface, HST: highstand systems tract, ehpc: early highstand prograding complex, lhpc: late highstand prograding complex, a and b: sequence boundaries, "a" is an angular unconformity above the Jurassic and "b" is a paraconformity. Heights are above the sea level. Cabalgamiento de Bóixols. Secuencias de Senyús y Lluçà. Aptiense-Albiense. Zócalo jurásico. Estructura extensional sinsedimentaria invertida de Bóixols. J.M^a García Senz, X.Berástegui, M. Losantos y C. Puigdefàbregas.



Fig. 30.- Mapa de situación de las Paradas del flanco sur del Sinchinal de Santa Fe. Paradas 17 a 20.

Fig. 30.- Location of stops at the southern slope of Santa Fe syncline. Stops 1⁻ to 20.

PARADA 17. Carretera de Coll de Nargó a Tremp (Fig. 30). Coll de Bóixols y Pic de Set Comelles. Cabalgamiento de Boixols. Sustrato Jurásico (pre-rift) basculado y estructurado en bloques escalonados. Secuencias de Senyús y Font Bordonera en el borde Sur de la cuenca. Secuencia de Lluçà.

Desde el Coll de Boixols hacia el norte, se observa el cabalgamiento de Boixols, con una disposición de rampa de bloque superior (*hangingwall ramp*), cortando niveles jurásicos y del Cretácico Inferior más altos hacia el SW. El bloque inferior está cortado en rellano a nivel de las calizas santonienses muy verticalizadas.



Fig. 31.- Panorámica de la cresteria de Set Comelles desde el Coll de Boixols (Dibujo a partir de fotografia). 1: Lias calcáreo (Pliensbachiense); 2: Lias margoso (Toarciense-Aaleniense); 3: Dogger-Malm; 4: Secuencia de Senyús, parches coralinos y floatstones (facies de plataforma interna); 5: Secuencia de Font Bordonera (facies de plataforma externa); 6: Secuencia de Font Bordonera (facies de plataforma); 7: Secuencia de Lluçà (facies de talud, canales y margas); 8: Secuencia de Lluçà (facies arrecifales de margen de plataforma.

Fig. 31.- Panoramic view of the Set Comelles crests as seen from the Coll de Boixols (drawing from picture). 1: Lias (Pliensbachian) limestones, 2: Lias (Toarcian to Aalenian) marks, 3: Dogger to Malm, 4: Senyús Sequence, coralline patch-reefs and floatstones (inner platform facies), 5: Font Bordonera Sequence (outer platform facies), 6: Font Bordonera Sequence (slope facies, channel facies and marks), 8: Lluçà sequence (platform margin reef facies).

Hacia el SW, en el Pic de Set Comelles, (Fig. 31) la serie aflora más completa, con 30 m de la formación "Calizas y margas de Senyús" (Aptiense) situada directamente sobre el Jurásico, seguidos por 130 m. de las "Calizas de Set Comelles" que constituye un equivalente lateral de las "Calizas y margas de Font Bordonera". Hacia el NE, los términos inferiores de esta serie desaparecen por solapamiento expansivo (*onlap*) sobre el Jurásico y la parte alta de las "Calizas de Set Comelles" es truncada en discordancia por unos cuerpos bioclásticos con geometrías canaliformes encajados entre margas. En el extremo más nordoriental de la panorámica se observa que estos canales se interdigitan con una plataforma arrecifal coralina situada directamente sobre el Jurásico. Esta plataforma pasa lateralmente hacia el Norte a unas margas finas y oscuras que corresponden a la base de las "Margas de Lluçà".

PARADA 18 (Opcional). Panorámica del flanco Sur del Sinclinal de Santa Fe. El Cabalgamiento de Bóixols y su relación con los sedimentos sintectónicos de la formación de Areny (Campaniense Terminal-Maastrichtiense).

PARADA 19. Cabalgamiento de Bóixols. Secuencias de Senyús, Font Bordonera y Lluçà. Subida al Pic de Set Comelles.

Esta parada permite la observación en detalle de las unidades estratigráficas, sus relaciones laterales y verticales y los accidentes tectónicos que se han visto en la panorámica de la parada 17 (ver Fig. 31).

Al inicio de la subida al Pic de Set Comelles aflora el plano del cabalgamiento de Boixols muy verticalizado, que en este punto pone en contacto las "Calizas y margas de Senyús" con los materiales santonienses. Las "Calizas y margas de Senyús" están constituídas aquí por 30 m de calizas de orbitolínidos formando bancos con estratificación irregular, frecuentemente nodulosa en la base de los paquetes; hacia el techo se intercala una bioconstrucción coralina. La sucesión termina con una superficie perforada, con costras limonitosas y restos vegetales, característica del techo de la secuencia de Senyús. Encima de esta superficie aflora un conjunto de barras bioclásticas con estratificación ondulada modelada por el oleaje, que marcan el inicio de la secuencia de Font Bordonera y son correlacionables cartográficamente con las observadas en las paradas 13 y 15. Es importante comprobar que pocas decenas de metros hacia el SW, entre estas barras y el Jurásico, el espesor de las "Calizas y margas de Senyús" ha quedado reducido a 7.5 m. Sobre las barras de la base de la secuencia de Font Bordonera, afloran calcarenitas limosas y margas con abundantes orbitolinas, equínidos, braquiópodos, bivalvos y corales fragmentados; cerca de la base de la pared del pico además de la fauna citada abundan los grandes ostreidos y se observan concentraciones de glauconita. La pared del pico comprende facies de plataforma carbonática bioclástica formada por varios ciclos verticales negativos con bases calcareníticas limosas y techos más carbonatados.

PARADA 20. Bóixols. Estructura extensiva sinsedimentaria invertida. Relaciones sedimentarias y tectónicas entre el bloque superior y el inferior de la estructura.

El pueblo de Bóixols está edificado sobre unas calizas de aspecto masivo de que forman un anticlinal. La base de estas calizas de facies de plataforma, atribuídas a la secuencia de Font Bordonera (aunque a falta de dataciones fiables podrían también corresponder a la secuencia de Lluçà), es una discordancia sobre los carbonatos jurásicos que afloran en el núcleo del pliegue (Fig. 32).

En el flanco Norte del pliegue, las calizas anteriores están limitadas por una falla inversa que las pone en contacto con las margas y margocalizas con espongiarios de la secuencia de Lluçà, que forman un sinclinal. Más hacia el Sur, estas margas forman un anticlinal, correspondiente al pliegue de bloque superior (*hangingwall anticline*) de la falla inversa. En la carretera se puede observar que las margocalizas y margas de Lluçà están afectadas por una esquistosidad poco penetrativa que buza ligeramente hacia el Norte, asociada al plano axial de dicho pliegue. A techo de las calizas se observa que las margocalizas de Lluçà, verticales, se ponen en contacto estratigráfico discordante con ellas, en una relación de recubrimiento expansivo (*onlap*) plegado. El conjunto de la estructura se interpreta como una falla de extension activa durante la sedimentación de la secuencia de Lluçà, tectónicamente invertida. La esquistosidad de plano axial observada corresponde a un efecto de *butressing* en el antiguo anticlinal de bloque superior en extensión (*rollover*) por aplastamiento de las margocalizas del bloque superior contra la superficie de la falla.



Fig. 32.- La falla extensiva invertida de Boixols. 1: Formación de Areny (Maastrichtiense); 2: Calizas de Santa Fe (Cenomaniense superior); 3: Margas de Lluçà (Aptiense superior-Albiense inferior?); 4: Secuencia de Font Bordonera (Aptiense superior); 5: Jurásico.

Fig. 32.- Inverted extensional fault of Boixols. 1: Areny Formation (Maastrichtian), 2: Santa Fe Limestones (Upper Cenomanian), 3: Lluçà marls (Upper Aptian-Lower Albian?), 4: Font Bordonera Sequence (Upper Aptian), 5: Jurassic.

Flanco norte del sinclinal de Santa Fe. Secuencias de Senyús, Font Bordoneda y Lluçà. Aptiense Albiense. Estructura extensional sinsedimentaria invertida de Peracalç. X. Berástegui, M.Losantos y J.M^a García Senz.



Fig. 33.- Mapa de situación de las paradas del Valle del Noguera Pallaresa

Fig. 33.- Location of stops in the Noguera Pallaresa Valley.
PARADAS 21 y 21'. Valle del Noguera Pallaresa. El límite Norte de la lámina cabalgante de Bóixols: Retrocabalgamiento Pasivo de Morreres.

En el corte de la carretera (Fig. 33) afloran rocas volcánicas de edad triásica (ofitas) y arcillas versicolores y yesos de facies Keuper. Al Sur, estos materiales están en contacto con los carbonatos de las secuencias de Hostal Nou y las Calizas de Prada, faltando todo el Jurásico (cerca de 900 m. de espesor). Este contacto sustractivo que corta pliegues corresponde a un retrocabalgamiento pasivo (*passive-roof backthrust*) asociado al emplazamiento en una secuencia de bloque inferior (*piggyback sequence*) de las láminas cabalgantes que forman el apilamiento antiformal (*antiformal stack*) de la Zona de Les Nogueres y representa la última deformación de la Lámina Cabal-gante de Bóixols.

PARADA 22. Peracalç. Secuencias de Senyús, Font Bordonera y Lluçà. Relaciones con el Cretácico Superior. Falla extensiva sinsedimentaria de Peracalç.

La estructura general de la zona de Peracalç en un corte Norte-Sur es un par sinclinal-anticlinal de dirección NW-SE, vergente hacia el Sur cuyo flanco Norte está invertido, buzando unos 40° hacia el NE (Figs. 34, 35 y 36). El núcleo del sinclinal, formado por las calizas de plataforma del Cenomaniense Superior (calizas de Santa Fe), está afectado por una falla normal de edad alpina que buza 80° hacia el Norte. La cresta del anticlinal está asimismo recubierta por las calizas anteriores, discordantes sobre las margas de Lluçà. En los afloramientos del flanco Sur del anticlinal, las margas de Lluçà están en contacto con las calizas de plataforma externa de la secuencia de Font Bordonera y el conjunto está recubierto en discordancia por el Cenomaniense Superior.

En el flanco Norte invertido del sinclinal, pueden observarse los contactos entre los carbonatos de plataforma somera de las secuencias de Senyús (con abundantes rudistas y bancos de orbitolinas) y Font Bordonera (más limosos, nodulosos y con abundantes ostreidos). El contacto entre la secuencia de Font Bordonera y las margas de la secuencia de Lluçà corresponde a un paleofondo endurecido (*hardground*) muy bien desarrollado y a corta distancia vertical sobre él se observa una importante concentración de glauconita.

En el flanco Sur del anticlinal se ponen en contacto las margas de Lluçà y las calizas de la secuencia de Senyús. Este contacto es un plano de falla ferruginizado con abundantes perforaciones, estrías subverticales y geometría de falla normal, ocupando las margas de Lluçà el bloque superior de la estructura. Esta falla está fosilizada por las calizas del Cenomaniense Superior, indicando que la estructura extensiva fué activa al menos durante la sedimentación de las margas de la secuencia de Lluçà (Albiense Inferior ?). Las perforaciones en el plano de la falla y la costra limonítica que lo recubre sugieren una exposición del bloque inferior de la estructura a un medio submarino durante la deposición de las margas de Lluçà.



Fig. 34.- Esquema geológico de la zona de Peracalç. 1: Cabó, 2: Senyús, 3: Font Bordonera, 4: Lluçà, 5: Cretácico Superior, 6: Conglomerados del Eoceno Superior Oligoceno, 7: Falla normal, 8: Cabalgamiento, 9: Falla normal sinsedimentaria, 10: Falla.

Fig. 34.- Geologic scheme of the Peracalç area. 1: Cabó, 2: Senyís, 3: Font Bordonera, 4: Lluçà, 5: Upper Cretaceous, 6: Upper Eocene-Oligocene conglomerates, 7: normal fault, 8: thrust, 9: syn-sedimentary normal fault, 10: fault.



Fig. 35.- Corte geológico de la estructura de Peraclç. Misma leyenda que la Figura 34.



÷ 2



inin 6

1 9

Fig. 36.- Estructura extensional subsedimentaria de Peracalç (Dibujo a partir de una fotografía). 1: Margas de Lluçà, 2: Plano de Falla ferruginizado, 3: Calizas de la secuencia de Senyús, 4: Calizas de Santa Fe (Cenomaniense superior), 5: Conglomerados (Eoceno Superior -Oligoceno), 6: Cretácico Inferior no diferenciado.

Fig. 36.- Extensional syn-sedimentary structure of Peracalç (drawing from picture). 1: Lluçă marls, 2: ferruginized fault plain, 3: Senyús Sequence limestones, 4: Upper Cenomanian Santa Fe Limestones, Upper Eocene-Oligocene Conglomerates, 6: Lower Cretaceous.