



UNIVERSITAT<sup>DE</sup>  
BARCELONA

## El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espadà: anàlisi de conca

Ramon Salas Roig



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement 4.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento 4.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution 4.0. Spain License.**

UNIVERSITAT DE BARCELONA

DEPARTAMENT DE GEOQUÍMICA, PETROLOGIA I PROSPECCIÓ GEOLÒGICA

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA

Deposita el material acompanyant  
al tauler de préstec.

**EL MALM I EL CRETACI INFERIOR  
ENTRE EL MASSÍS DE GARRAF  
I LA SERRA D'ESPADÀ.**

**ANÀLISI DE CONCA**

**RAMON SALAS ROIG**

Barcelona, juny 1.987

### 3.2.5.4 LA FM. DE CALCÀRIES I MARGUES DELS MANGRANERS.

1) **Nom.** Deriva del poblat dels Mangraners, situat aïques amunt del Pantà de la Sénia.

2) **Rang. Formació.** Els caràcters litològics de la unitat, calcàries molt micrítiques i la presència de molts trams margosos, han estat els principals elements diferenciadors per definir aquesta nova unitat litostratigràfica.

3) **Antecedents històrics.** Es una unitat nova, utilitzada informalment per Salas (1986a).

4) **Estratotip i altres seccions de referència.**

Estratotip: Tall de la pista dels Mangraners, des de la carretera de la Sénia a Fredes, a la vora del Pantà de la Sénia. Full 521 del MNE 1/50.000 (Beseit) X = 930,8; Y = 681,7. Columna (31-20) 4.400.

Altres seccions de referència:

- Tall de la carretera de la Pleta, al Massís de Garraf (vegi's situació a la seqüència deposicional de Vallivana, 3.2.3.(4)).

5) **Descripció.** Són alternances de wackestones i margues grisenques. Els trams calcaris presenten estratificació decimètrica ben definida (fins a 40 m). Els trams margosos poden incloure concrecions noduloses. La flora de carofícies és formada per: Perimneste micrandra, Globator nurrensis, G. incrassatus, Flavellochara grovesii i Nodosoclavator bradleyi. A la meitat de la unitat hi ha una intercalació marina constituïda per una capa de packstones

amb ostràcodes, rasicladals i foraminífers bentònics, entre els quals hi ha: Macroporella i Actinoporella. Pel que fa a la secció de referència de Garraf, a la carretera de la Pleta, ja està descrita dins la seqüència deposicional de Vallivana (vegi's 2.3.5(5)).

6) Aspectes regionals. La Fm. de Calcàries dels Mangraners ocupa el vorell NE de la conca del Maestrat, al sector dels Ports de Beseit, però sense ultrapassar la línia dels Mangraners, Portelles, Mas de Barberans, al N de la qual és bisellada per l'erosió prehauteriviana. Al depocentre de la conca del Maestrat, en el sector de la Salzedella, aquesta unitat es fa més calcària, com al Barranc d'En Siroll, al N de Catí. A l'W d'aquesta població desapareix per atascament sota els materials hauterivians. A la cubeta d'Aliaga-Penyagolosa no es troba representada aquesta unitat, com tampoc ho està a la cubeta del Perelló. Se la retroba novament al Massís de Garraf, i més concretament, en bones condicions d'aflorament, al tall de la Pleta.

7) Gènesi. La Fm. de Calcàries i margues dels Mangraners, per les seves associacions de fácies, representa una zona d'aiguamolls carbonatats (carbonate swamp), que vorejaria els sectors més marginals d'una entrada de mar o badia.

8) Correlació amb altres unitats. A les zones marginals de les conques, sobretot a la del Maestrat, el seu límit superior és la discontinuïtat major finivalanginiana (D2). Cap a l'interior de la conca, a part de passar a la Fm. de Gresos del Barranc d'En Siroll, ho fa a la Fm. dels Polacos i, a la part alta de la seqüència, a les calcàries de la Fm. Bastida, sobre les quals es troba, allí, el límit superior finivalanginià (D2), com és el cas del sector de St. Mateu (fig. 3.7).



9) Edat. La flora d'algues carofícies que conté permet donar una edat de Berriassià-Valanginià. És interessant de remarcar que en el cas de la secció de la carretera de la Pleta, al Massís de Garraf, aquesta unitat es troba per sota de la Fm. de Calcàries dels Polacos, amb Vandanchella miliani, del Valanginià inferior.

10) Referències. Totes les que s'han anat utilitzant al llarg de la definició de la seqüència deposicional i: Salas (1986a), Salas et al. (1986a).

### 3.2.6 LA SEQUÈNCIA DEPOSICIONAL DE SANT MATEU, K1.1 (HAUTERIVIA).

1) Nom. Prové de la població de St. Mateu (el Baix Maestrat). Full 572 (Vinaròs) del MNE 1/50.000.

2) Antecedents històrics. És una unitat nova. Anteriorment havia estat utilitzada de manera informal per Salas (1983), Salas (1986b), Salas et al. (1986a).

3) Definició general. Es tracta d'una unitat majoritàriament carbonatada, encara que a la base, i en sectors marginals, es troben entrades de terrígens siliciclàstics. El seu límit inferior és la discontinuïtat (D2) finivalanginiana, probablement no terminal, de la qual ja se n'ha parlat abans. El grau de recobriment expansiu d'aquesta seqüència és molt considerable. Així, recobreix àmpliament una bona part de les extenses àrees marginals, que havien quedat exposades durant el Valanginià, a la conca del Maestrat.

El límit superior és una discontinuïtat menor (d7), també subaèria, la qual es manifesta per importants etapes d'edafització, laterització i carstificació del substrat. Mentre que cap a l'interior de la conca comporta canvis importants en la sedimentació. La seqüència deposicional suprajacent barremitana, es disposa amb un recobriment expansiu molt desenvolupat, i fossilitza el substrat edafitzat i carstificat. En alguns sectors marginals la discontinuïtat finihauteriviana (d7) està associada a discordances, com és el cas dels Ports de Beseit (Figs. 3.13, 3.14) o del Cap de Salou (Figs. 3.15, 3.16). Aquests dispositius representarien el basculament del substrat sota unes condicions de règim tectònic distensiu, i probablement ens marcarien episodis amb un augment significatiu de l'activitat tensional de l'escorça. La reactivació d'aquests mecanismes de rifting, atenuats des de l'Oxfordià, cal anar-los a buscar amb relació al comportament de la placa ibèrica durant aquests temps. Les discordances de les fàcies weald a la cubeta de la Penyalosa-Aliaga, probablement també correspondrien al mateix moment; el que passa és que actualment no es pot precisar encara l'edat de la base de les fàcies weald que hi reposen discordants sobre el Malm erosionat (vegi's 3.2.7(7)) (Figs. 3.11, 3.12).

La seqüència deposicional de l'Hauterivià, representa l'inici del gran cicle sedimentari del Cretaci inferior, el qual es materialitza amb la superseqüència deposicional corresponent. La seqüència deposicional hauteriviana presenta, al sector de Sant Mateu (depocentre i centre de conca per aquesta etapa) una evolució vertical d'aprofundiment creixent, però que, molt sobtadament, passa a fàcies litorals i molt somes. Aquesta etapa sobtada de somerització es correspon, a les àrees marginals de la conca del Maestrat, amb una exposició subaèria que dona lloc a una erosió generalitzada i a l'acció d'una pedogènesi de tipus tropical amb el desenvolupament de sòls laterítics. Però mentre al Maestrat està passant tot això, a les altres

conques només hi ha erosió i no deposició. La seqüència deposicional hauteriviana només s'enregistra, dins l'àrea estudiada, a la conca del Maestrat.

#### 4) Estratotip i altres seccions de referència.

Estratotip: Es de tipus compost, ja que de les cinc unitats litostratigràfiques que corresponen a aquesta seqüència mai no se'n troben més de dues de juntes a la mateixa secció.

- Tall de la Gaita (cota 540), al camí de la Pedrera d'En Gros, al S de St. Mateu. Full 571 del MNE 1/50.000 (Vinaròs) X = 929,7; Y = 656,6. Columna (31-22) 4.100. Aquesta secció comprèn només la Fm. de Margues i calcàries de la Gaita.

- Secció de la carretera de Catí al Santuari de la Mare de Déu de l'Avellà. Full 570 del MNE 1/50.000 (Albocàsser) X = 912,7; Y = 660,7. (Fig. 3.14). Comprèn la Fm. de Gresos de l'Avellà i la Fm. de Calcàries de la Llàcova.

- Secció de l'anticlinal d'Herbers, a la carretera de Torre Miró, al S del poble. Full 520 del MNE 1/50.000 (Pena-roja de Tastavins) X = 910,4; Y = 685,3. Columna (30-20) 4.100. Conté la Fm. de Calcàries d'Herbers.

- Secció del Barranc del Montoro, uns 2 km al S del poble del Castellar. Full 568 del MNE 1/50.000 (Alcalà de la Selva) X = 843,3; Y = 642,8. Inclou la Fm. de Gresos i calcàries del Castellar (Fig. 3.17).

Altres seccions de referència:

- Secció del Coll de Querol, a la carretera N.232 de Vinaròs a Morella, km. 50,5. Full 545 del MNE 1/50.000 (Morella) X = 912; Y = 668. Comprèn la Fm. de Calcàries d'Hebers. Columna (30-21) 4.200.

5) Descripció. A St. Mateu, la Fm. de Margues i calcàries de la Gaita (fins a 100 m) és formada, a la base, per una alternança de wackestones-packstones nodulosos i margues de tonalitats beig crema. Contenen coralls, equínids (Toxaster), braquiòpodes, briozous, ostrèids i altres bivalves, ammonits i belemnits entre altres. Al sostre es disposen algunes passades de margues piritoses més riques en ammonits, entre els quals hi ha Crioceratites gr. nolavi, C. gr. dulari, Paracroceras i Barremites, juntament amb cocòlits i foraminífers planctònics.

Segueixen dolomies sucroses que superiorment passen a mudstones d'estructures algals esferoidals ("fàcies de confits"), ja dins de la Fm. de Calcàries de la Llàcova.

Al sector de la Nevera de Catí, la seqüència deposicional de St. Mateu comença amb una unitat detrítica, la base de la qual és clarament erosiva i representa a la discontinuïtat finivalanginiana (D2): la Fm. de Gresos de l'Avellà. Aquesta unitat, a la localitat tipus, és formada per cossos arenosos lenticulars amb estratificació encreuada de solc i laminació encreuada, calcarenites, alternances de lutites micàcies i passades d'arena en estrats lenticulars i alguna intercalació de dolomia biotorbada (fins a 10 m). Aquesta unitat augmenta de gruix cap a l'W, així n'hi ha 40 m al Barranc d'En Siroll, a la vegada que es fa més grollera. Al tall de la carretera de Catí, la Fm. de l'Avellà passa verticalment a la Fm. de Calcàries de la Llàcova.



La Fm. de Calcàries de la Llàcova (més de 50 m) es constituïda bàsicament per barres de grainstones oolítico-bioclàstics de fins 40 m de gruixària. Aquests cossos calcarenítics presenten abundant estratificació encreuada de baix angle i els bioclastos són fragments de mol·luscs, equínids i algues calcàries, principalment. Alternen amb nivells més tendres formats per mudstones-wackestones nodulosos de bivalves, gasteròpodes i ostreïds. També conté intercalacions de mudstones d'estructures algals esferoidals ("fàcies de confits"), probablement selenoporàcies. Aquestes algues estarien associades al creixement d'edificis escullosos, de geometria biohermal (fins 15 x 25 m), de coralls, rudistes, espongiaris i estromatopòrids amb gran quantitat de fang calcàri.

La Fm. de Calcàries d'Herbers, a la localitat tipus, descansa disconforme sobre les calcàries laminades de la Fm. de la Pleta (d6 + D2). Per tractar-se d'un sector marginal de la conca del Maestrat, aquesta unitat equival a tota la seqüència deposicional de St. Mateu (Fig. 3.7). Per la mateixa raó, és clarament observable, també, el seu límit superior (d7), constituït per un important nivell de carstificació i laterització. Són wackestones grisos de carofícies, oncòlits, ostràcodes, gasteròpodes i intraclastos negres. Presenta alguna intercalació margosa amb passades primes de lignits i cristalls de guix de neoformació, també s'hi reconeixen traces d'arrels, pseudomicrocarst i marmoritzacions. El conjunt de la unitat pot atènyer més de 100 m de potència i al Coll de Querol arriba a fer els 160 m de gruix. Les algues carofícies que conté aquesta unitat són molt significatives biostratigràficament: Perimestre ancora, P. micranda, Globator trochiliscoides (primitiva), Clypeator combei, Clypeator gautieri i Nodosaclavator andratus. (Marín-Closas i Grambast Fessard, 1986; Martín-Closas i Salas, 1987).

A la cubeta d'Aliaqa Penyagolosa, al Barranc de Montoro, al S del poble del Castellar la seqüència deposicional de St. Mateu està formada, com passava a Herbers, només per una unitat litostratigràfica continental. Es tracta de la Fm. de Gresos i calcàries del Castellar. A la seva localitat tipus, aquesta unitat és formada, a la base, per una passada de gresos grollers rosats o vermellosos que a la part inferior arriba a ser un veritable conglomerat, amb suport de matriu sorrenca i còdols de fins a 10 cm, de quars i quarsita (fins 2 m). Aquest tram és el que bisella clarament als materials portlandians. Per sobre segueix una alternança de lutites virolades i passades sorrenques blanquinoses o rosades (fins 8 m). La resta de la unitat (fins 25 m) és formada per lutites i margues fosques que alternen amb calcàries negres de carofícies, ostràcodes, bivalves (ostreïds petits) i petits gasteròpodes. També s'hi ha pogut reconèixer restes de cocodrílids i de peixos. Entre les algues carofícies s'han reconegut: Perimestre micrandra, P. ancora, Globator trochiliscoides (primitiva), Clypeastor sp. El conjunt de la unitat pot arribar als 40 m de gruixària.

b) Aspectes regionals. Els materials marins de la seqüència deposicional de l'Hauterivià es troben únicament a la conca del Maestrat. El límit de la seqüència deposicional hauteriviana, pel N, fóra una línia que uniria les poblacions de Cuevas de Cañart, Seno, Herbers, Beseit i Mas de Barberans. Cap a l'E ja no els trobem al Montsià, i cap a l'W s'atasconen al llindar del Maestrat meridional, en relació amb l'accident Montalbán-Orpesa. No hi ha notícies que aquesta seqüència deposicional s'hagi registrat en altres conques adjacents a la del Maestrat. Tot i que algunes datacions de les fàcies Weald, basades en algues carofícies, donen una edat hauteriviana, aquesta és discutida pels especialistes i, en tot cas, sembla que tots estan d'acord en que les fàcies weald comprendrien bona part del Barremià i, a tot estirar, l'Hauterivià terminal. Així, representarien el registre de la seqüència



deposicional barremiana a la major part de la cubeta de la Penyagolosa-Aliaga. Encara que al sector d'Alcalà de la Selva i Mora de Rubielos s'hagin datat dins la fàcies weald materials valanginians i hauterivians.

En altres dominis, però, com el dels Pirineus, no hi ha cap registre de la seqüència deposicional hauteriviana amb un buit sedimentari important. S'ha d'anar més cap al S, fins els dominis del Prebètic, per trobar registre de la sedimentació marina hauteriviana. L'altra àrea de la península on hi ha Hauterivià marí és a Portugal. Així doncs, la conca del Maestrat és l'única conca intracontinental del marge oriental d'Ibèria que presenta un registre sedimentari continu per a l'interval Oxfordià-Barremià superior, i en el qual hi ha moltes intercalacions de fàcies marines, com és el cas de les hauterivianes. La conca del Maestrat és l'únic àmbit del marge oriental d'Ibèria on queda registrada la transgressió de l'Hauterivià, amb la qual s'inicia el gran cicle sedimentari del Cretaci inferior.

La seqüència deposicional hauteriviana és formada per cinc unitats litostratigràfiques amb el rang de formació: la Fm. de Gresos de l'Avellà, la Fm. de Calcàries d'Herbers, la Fm. de Calcàries de la Llàcova, la Fm. de Margues i calcàries de la Gaita i la Fm. de Gresos i calcàries del Castellar (Fig. 3.7). Les quatre primeres a la conca del Maestrat, i la darrera a la cubeta d'Aliaga-Penyagolosa.

7) **Genesi.** Les quatre unitats de la conca del Maestrat formarien part d'una mateixa plataforma de carbonats, en la qual la Fm. de la Gaita constituïria els medis més oberts o distals. La Fm. de la Llàcova seria el registre de bancs marginals d'alta energia amb esculls, els quals barrarien un lagoon. Cap als sectors més marginals hi hauria esplanades de marea, amb influència terrigènica, i amples àrees d'aiguamolls, les quals correspondrien

a les Fms. Gresos de l'Alvellà i Calcàries i margues d'Herbers, respectivament.

Com ja s'ha comentat anteriorment, la discontinuïtat finihauteriviana és de tipus subaèri (d7). L'origen d'aquesta, sembla en relació amb la subsidència tectònica, la qual sofreix una reactivació significativa a la fi de l'Hauterivià. Però tampoc cal descartar la influència de devallades eustàtiques importants del nivell del mar per aquests temps.

8) Edat geològica i equivalència amb altres unitats. El contingut d'ammonits, permet considerar aquesta unitat com d'edat hauteriviana.

9) Referències bibliogràfiques. Totes les cites que ja s'han fet al llarg de la definició de la unitat, amb les de Salas (1986a), Salas et al. (1986a), Gautier (1981).

#### 3.2.6.1 LA FM. DE MARGUES I CALCÀRIES DE GAITA.

1) Nom. Deriva de la muntanya de la Gaita, al S de St. Mateu (Baix Maestrat).

2) Rang. Formació. La seva definició queda justificada per les diferències litològiques que presenta en relació a les unitats adjacents.

3) Antecedents històrics. Unitat de nova creació, utilitzada de manera informal anteriorment per Salas (1983), Salas (1986b) i Salas et al. (1986a).

4) Estratotip i altres seccions de referència.

Estratotip: Tall de la Gaita (cota 540), al camí de la Pedrera d'En Gros des de St. Mateu (vegi's 3.2.6.(4)).

5) Descripció. Ja s'ha fet dins la descripció de la seqüència deposicional de St. Mateu a la qual pertany (vegi's 3.2.6 (5)).

6) Aspectes regionals. Aquesta unitat es troba ben desenvolupada únicament al sector de St. Mateu, tant a la seva secció tipus com al tall del Camí de la Mare de Déu dels Angels, on torna a aflorar per efecte del sistema de fractures NE-SW. A la Serra del Frare, al N de St. Mateu, també aflora al Mas del Coll. Al sector de Catí, les margues caqui amb ammonits, són a l'ermita de l'Avellà i al Tossal d'Orenga. Però encara arriben més a l'W, així es poden reconèixer al tall de la carretera de Torre d'En Besora, sobre un substrat fortament dolomititzat.

7) Gènesi. Plataforma de carbonats, fàcies més obertes i distals i de conca.

8) Correlació amb altres unitats. La Fm. de Margues i calcàries de la Gaita passa lateral i verticalment a la Fm. de Calcàries de la Llàcova (Fig. 3.7). La Fm. de la Gaita es disposa sobre els materials de la seqüència deposicional valangiana més o menys erosionats. Però en sectors més marginals ho pot fer sobre el substrat del Portlandià-Berriasià, dolomititzat i erosionat, com és el cas del tall de la carretera de la Torre d'En Besora.

9) Edat. El contingut en ammonits permet datar aquesta unitat com hauteriviana.

10) Referències. Totes les citades al definir la seqüència deposicional de St. Mateu i les citades als antecedents històrics.

### 3.2.6.2 LA FM. DE CALCARIES DE LA LLACOVA.

1) Nom. Prové del Poble de la Llacova o Llàcua, situat a l'extrem S dels Ports, al N de Catí.

2) Rang. Formació. La definició d'aquesta unitat és justificada per les diferències litològiques que presenta en relació amb les unitats adjacents.

3) Antecedents històrics. Es una unitat litostratigràfica nova, la qual va ser utilitzada informalment per Salas (1983), Salas (1986b), Salas et al. (1986a).

4) Estratotip i altres seccions de referència.

Estratotip: Secció de la carretera de Catí al Santuari de la Mare de Déu de l'Avellà (vegi's 3.2.6.(4)).

5) Descripció. Es inclosa dins la descripció de la seqüència deposicional de St. Mateu (vegi's 3.2.6.(5)).

6) Aspectes regionals. Aquesta unitat té un bon desenvolupament al sector de la Nevera de Catí-La Llacova-Tossal d'Orenga.

7) Gènesi. Bancs marginals d'alta energia (shoals) i medis associats de lagoon i més litorals.



8) Correlació amb altres unitats. La Fm. de la Llàcova passa cap al S a la Fm. de Margues i calcàries de la Gaita, mentre que cap al N ho fa a la Fm. de Calcàries d'Herbers i a la Fm. de Gresos de l'Avellà.

9) Edat. Hauteriviana, deduída per la seva posició estratigràfica entre les Fms. de la Gaita i d'Herbers, les quals són ben datades.

10) Referències. Són les utilitzades a la definició de la seqüència deposicional de St. Mateu i als antecedents històrics.

### 3.2.6.3 LA FM. DE GRESOS DE L'AVELLA.

1) Nom. Deriva del Santuari de la Mare de Déu de l'Avellà de Catí (Alt Maestrat).

2) Rang. Formació. La definició d'aquesta nova unitat està justificada per les seves característiques litològiques clarament diferenciadores.

3) Antecedents històrics. Unitat nova, únicament utilitzada anteriorment per Salas (1983), Salas (1986b), Salas et al. (1986a), de manera informal.

4) Estratotip i altres seccions de referència.

Estratotip: Secció de la carretera de Catí al Santuari de la Mare de Déu de l'Avellà (vegi's 3.2.6. (5)).

5) Descripció. Aquesta unitat ja ha estat descrita al corresponent apartat de la seqüència deposicional de St. Mateu (vegi's 3.2.6).

6) Aspectes regionals. Aquesta unitat detrítica es troba únicament al sector de Massís de la Nevera de Catí i a la Serra de Vallivana. Concretament entre el Barranc de l'Empriu i el Coll de Querol.

7) Gènesi. Sediments d'aportacions fluvials retreballats per les mareas en sectors litorals de les plataformes de carbonats.

8) Correlació amb altres unitats. La Fm. de Gresos de l'Avellà passa lateral i verticalment a la Fm. de Calcàries de la Llacova i a la Fm. de Calcàries d'Herbers (Fig. 3.7).

9) Edat. Per la seva posició estratigràfica es considera d'edat hauteriviana.

10) Referències. Són les fetes a la definició de la seqüència deposicional de St. Mateu i als antecedents històrics.

#### 3.2.6.4. LA FM. DE CALCÀRIES D'HERBERS.

1) Nom. Prové de la població d'Herbers, situada al N de Morella, al límit septentrional de la comarca dels Ports.

2) Rang. Formació. La definició d'aquesta unitat està recolzada per les seves característiques litològiques, que li confereixen propietats prou diferenciadores.

3) Antecedents històrics. Es una unitat litostratigràfica de nova



definició, això no obstant va ser utilitzada informalment per Salas (1983), Salas (1986b) i Salas et al. (1986a).

4) **Estratotip i altres seccions de referència.**

Estratotip: Secció de l'anticlinal d'Herbers, a la carretera de Torre Miró, al S del Poble (vegi's 3.2.6(4)).

5) **Descripció.** La descripció de la unitat a la seva localitat tipus ja s'ha fet dins de la seqüència deposicional de St. Mateu (vegi's 3.2.6.(5)).

6) **Aspectes regionals.** Aquesta unitat ocupa l'àrea compresa al N del Massís de la Nevera de Catí fins Herbers. Cap a l'E, arriba als Mangraners, i pel S, s'esten fins el Montsià.

7) **Gènesi.** Carbonats d'aigua dolça dipositats en zones d'aiguamolls adjacents a la costa.

8) **Correlació amb altres unitats.** Aquesta unitat passa lateral i verticalment a la Fm. de Calcàries de la Llàcova i a la Fm. de Gresos de l'Avellà.

9) **Edat.** Hauteriviana, per l'associació d'algues carofícies que conté (Martín-Closas i Salas, 1987).

### 3.2.6.5 LA FM. DE GRESOS I CALCÀRIES DEL CASTELLAR.

1) Nom. Deriva de la població del mateix nom, la qual es troba a la cubeta d'Aliaga-Penyagolosa. Full 568 d'Alcalà de la Selva del MNE 1/50.000.

2) Rang. Formació. La definició queda justificada per les seves característiques litològiques diferenciadores.

3) Antecedents històrics. Gautier (1970) descriu una unitat informal que anomena: G1-2. Més tard, el mateix autor (Gautier, 1981) estableix el "Tram detrític calcàri" (Cc11-14). Ambdues unitats són utilitzades per l'esmentat autor a l'estudiar les fàcies weald dels Fulls de Mora de Rubielos i d'Alcalà de la Selva, a la cubeta d'Aliaga-Penyagolosa. La fm. de Gresos i calcàries del Castellar equivaldria a cadascuna d'aquestes unitats informals. També Moissenet i Gautier (1971) parlen del Wealdià 2, del qual també seria equivalent. En canvi, Canerot et al. (1982) fan una unitat formal amb el rang de formació: la Fm. de Gresos de Camarillas, la qual inclouria a la nova formació del Castellar. Tal com ja s'ha dit, la principal raó per separar la Fm. del Castellar és de tipus litològic, ja que aquesta presenta un tram calcàri clarament diferenciador i identificable a nivell regional.

4) Estratotip i altres seccions de referència.

Estratotip: Tall del Barranc del Montoro, uns 2 km al S del Poble del Castellar (vegi's 3.2.6(4)).

5) Descripció. Es inclosa a la descripció de la seqüència deposicional de St. Mateu (vegi's 3.2.6 (5)).

6) Aspectes regionals. Aquesta unitat ocupa una extensió considerable a la conca d'Aliaga-Penyagolosa, cap al N, als sectors d'Aliaga i Portalrubio, es troba disconforme sobre el Juràssic superior erosionat, i fins i tot del mitjà i inferior. Cap el S, aquesta unitat és ben representada a la regió d'Alcalà de la Selva, <sup>a</sup> Manzanera i Mora de Rubielos, on reposa discordant sobre els gresos de la Fm. de Mora. Més enllà de Montanejos sobrepassa aquesta última per disposar-se directament sobre les calcàries erosionades del Malm.

7) Gènesi. Esplanades fluvials a la base, mentre que la meitat superior de la unitat és el registre de medis lacustres i d'aiguamolls adjacents a esplanades litorals amb influència mareal.

8) Correlació amb altres unitats. Inferiorment són separades de la Fm. de Mora per una discontinuïtat <sup>D</sup> (d2) major. El seu límit superior és una altra discontinuïtat de tipus menor (d7) que posa en contacte amb la unitat suprajacent de la Fm. de Gresos de Camarillas. Aquesta unitat equivaldria a una part inferior de la Fm. de les Parras de Van Ginkel i Mekel (1976).

9) Edat. Hauterivià, en base a la fauna d'algues carofícies que conté.

10) Referències. Totes les utilitzades al definir la seqüència deposicional de St. Mateu i les que s'han fet al definir aquesta unitat.

### 3.2.7 LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL D'ARES, K1.2 (BARREMIA).

1) Nom. Deriva del poble d'Ares del Maestrat (l'Alt Maestrat). Full 570 del MNE 1/50.000.

2) Antecedents històrics. Es una unitat de nova creació. Amb anterioritat havia estat utilitzada per Salas (1983), Salas (1986b), Salas et al. (1986a), de manera informal.

3) Definició general. La seqüència deposicional barremiana és fonamentalment constituïda per carbonats, encara que en determinats moments hi ha entrades episòdiques de terrígens siliciclàstics, en alguns dels sectors marginals de les conques. Es limitada a la base per la discontinuïtat finihauteriviana (d7), que com ja s'ha vist comporta fenòmens d'exposició subaèria i truncaments.

La discontinuïtat que limita superiorment aquesta seqüència (dB) es caracteritza per entrades importants de terrígens siliciclàstics, edafització i laterització, es tracta també, doncs, d'una discontinuïtat subaèria. Sobre el substrat erosionat i carstificat, la seqüència deposicional barremiana d'Ares, es disposa amb un recobriment expansiu molt desenvolupat. D'aquesta manera, és freqüent, a molts sectors marginals, trobar als materials barremians sobre el Malm erosionat directament, o mitjançant un nivell laterític (Figs. 3.14, 3.18). Tal és el cas de la vora occidental de la Conca del Maestrat, a l'anticlinal de Bovalar, o bé al vorell oriental, al sector dels Ports de Beseit.

Molts sectors, però, quedaren exposats durant l'Hauterivià i fins i tot el Valenginià, com és el cas del Coll de Sta. Cristina o del Cap de Salou. En ambdues localitats, els sediments del Barremià marí es disposen sobre nivells laterítics amb algues carofícies del Barremià inferior, columna (34-17) 4200. Aquest fet havia estat observat per Esteban (1973) al sector de Bonastre (Fig. 3.19), i es tractaria d'un fenomen equivalent al de la discordança del Cap de Salou. Tots aquests nivells d'edafització amb laterites, de la base de les



fàcies marines barremianes, estarien relacionats amb la discontinuïtat basal d'aquesta seqüència finihauteriviana (d7), sovint associada a truncaments.

La seqüència deposicional barremiana mostra una evolució vertical d'aprofundiment creixent, la qual es detinguda, d'una manera més o menys sobtada, per una entrada important de terrigenics siliciclàstics. Aquests sediments detrítics ens informarien de l'exposició subaèria de sectors importants als marges de les conques.

#### 4) Estratotip i altres seccions de referència.

Estratotip: Es de tipus compost, ja que les tres unitats estratigràfiques, amb rang de formació, que componen la seqüència no es troben mai juntes a la mateixa sèrie.

- Tall del Camí de la Gaita i la Pedrera d'En Gros, al S de St. Mateu, circuit de Motocròs de St. Mateu, les Artoles, Tossal de Carruana i Rambla de St. Mateu. El tall es continua a les Nogueres, vora el pont de la Rambla de Cervera, per la nova carretera que va a la Jana. X = 933,5; Y = 659. Full 571 del MNE 1/50.000 (Vinaròs) X = 930; Y = 657,3. Columna (31-22) 4.100. Aquesta sèrie comprèn tant sols la Fm. de Margues i calcàries d'Artoles.

- Secció de l'anticlinal d'Herbers a la carretera de Torre Mirò, al S del Poble. Full 520 del MNE 1/50.000 (Pena-roja de Tastavins) X = 910,4; Y = 685,3. Columna (30-20) 4.100. Conté la Fm. de Calcàries i argiles laterítiques del Cantaperdius, i la Fm. de Margues i calcàries de les Artoles.

- Secció de l'anticlinal de Bovalar, a la carretera de Cinctorres al Portell de Morella, a partir de la capa n 28. Full 544 del MNE 1/50.000 (el

Forcall) X = 892; Y = 669,7. Fm. Margues del Mirambell i Fm. Margues i calcàries de les Artoles.

Altres seccions de referència:

- Secció del sinclinal de Fredes, a la carretera de la Cènia a Fredes, des del Barranc de la Tenalla. Full 521 del MNE 1/50.000 (Beseit) X = 925,5; Y = 683,5 (Fig. 4.24). Conté la Fm. de Calcàries i argiles laterítiques del Cantaperdius i la Fm. de Margues i calcàries de les Artoles.

- Secció del Coll de Querol, a la carretera N-232 de Vinaròs a Morella, des del km 57,5 al cim de la cota de la Lloma (1023), després d'haver atravesat el riu Bergantes per l'Hostal vell de la Lloma. Full 545 del MNE 1/50.000 (Morella) X = 911; Y = 668. Columna (30-21) 4.200. Aquesta columna permet estudiar la Fm. de Calcàries i argiles laterítiques del Cantaperdius i la Fm. de Margues i calcàries de les Artoles.

- Secció del Barranc de la Mina, a Jaganta (Baix Aragó). Després del Cabezo del Algezar (cota 767 m). Full del MNE 1/50.000 (Aiguaviva) X = 887,6; Y = 692,7. Columna (29-20) 4.100. Comprèn la Fm. de Margues de Mirambell i la Fm. de Margues i calcàries de les Artoles.

. 5) **Descripció.** Al sector de St. Mateu, la Fm. de Margues i calcàries de les Artoles és l'única unitat litostratigràfica que constitueix la seqüència deposicional barreminina. Aquesta unitat és formada per wackestones beig crema que alternen amb margues groguenques amb intercalacions noduloses, entre les quals hi pot haver bancs de grainstones bioclàstics que esdevenen més importants cap a la part alta de la unitat (fins 750 m). Els trams calcàris contenen foraminífers porcellanats, aglutinats i dascicladals i generalment



presenten abundant bioturbació. A la base d'alguns bancs són freqüents les pistes d'Ophiomorpha. Els nivells calcarenítics presenten estratificació encreuada plana de grans dimensions i baix angle, de solc o bidireccional. Els trams margosos són molt rics en ostrèids, altres bivalves i gasteròpodes, però també hi ha trams margosos que contenen braquiòpodes, ammonits (Subsaynella) i equínids irregulars. Són freqüents les estratificacions amigdaloides (flaser) i lenticulars. Es una unitat clarament extensiva que es troba particularment sempre representada a totes les conques de l'àrea d'estudi. Aquesta unitat de les Artoles presenta un marcat diacronisme; així, mentre a la zona de depocentre de la conca del Maestrat (St. Mateu) pot representar gairebé tot el Barremià, al sector N de la mateixa conca, o a la cubeta de la Penyagolosa-Aliaga, representa només al Barremià superior, o encara només una part d'aquest.

Entre el sector del Ports de Beseit i el Llobregat, directament damunt del substrat Portlandià-Berriasià erosionat, i fins i tot del Malm, es disposa una unitat constituïda per calcàries i argiles laterítiques: la Fm. de Calcàries i argiles laterítiques del Cantaperdius. A la zona d'Herbers assoleix una de les màximes gruixàries (fins 350 m). Més cap a l'E al Coll de la Rubiola (Sta. Cristina) ateny els 150 m, màxima gruixària de la conca Salou-Garraf. La base d'aquesta unitat acostuma a estar limitada per un nivell, de fins a 20 m, d'argiles laterítiques, i és freqüent, també, de trobar-n'hi d'altres intercalades a l'interior. Es compon d'una alternança de wackestones blancs i groguencs, d'estratificació centimètrica a decimètrica, que contenen algues carofícies, ostràcodes, intraclastos negres i grisos, motlles i tubs d'arrels; també presenta trams molt rubefactats i molt nodulosos, d'aspecte conglomeràtic. El contingut en algues carofícies és: Atopochara trivolvis subsp. triqueta, Globator trochiliscoides, Flabellochara harrisii i Pseudoglobator posticecaptus, pel que fa al tall de l'anticlinal

d'Herbers. A la secció de la Pista del Parrisal, que des de Beseit segueix el riu Matarranya, aquesta unitat abasta 230 m. La meitat basal és molt calcària i presenta tascons dolomititzats. El tram superior (fins 100 m) és majoritàriament margós, amb episodis de laterització freqüents de les margues. La flora de carofícies és també molt rica, amb: Chara trivolvris subsst. triqueta, Globator trochiliscoides, Flabellochara harrisii, Peudoglobator pancibracteatus i Embergarella cruciata. Superiorment la Fm. del Cantaperdius passa a la Fm. de Margues i calcàries de les Artoles, Columna (31-20) 4.100, més de 100 m.

Al sector nord-occidental de la conca del Maestrat, com a l'anticlinal de Bovalar, els materials de la seqüència deposicional barremiana es troben també directament sobre el substrat del Malm (d6 + D2 + d7), igual com passava al vorell oposat oriental dels Ports de Beseit. A la part inferior hi ha també una unitat de carbonats continentals: la Fm. de Margues de Mirambell. Aquesta unitat va ser reconeguda des d'antic (Hahne, 1930), i si bé, més cap al N, és margosa, al tall de Bovalar és força calcària. Són wackestones nodulosos grisos, d'estratificació decimètrica o mètrica, amb marmoritzacions, motlles d'arrels, carofícies, oncòlits, intraclastos negres i grisos, ostràcodes i bivalves. El nivell margós, amb tubs d'arrels, de la base ha proporcionat una flora abundant de carofícies: Perimestre ancora, Atophochara trivolvris subrp. triqueta (primitiva), Globator trochiliscoides (primitiva), Nodosoclavator adnatus. Per sota la capa n 38 comencen a fer aparició (Fig.4.26) les primeres restes de fauna marina (miliòlids, ostrèids, algues calcàries). Amb aquestes indentacions es produeix el pas lateral-vertical a la Fm. de Margues i calcàries de les Artoles.

Al tall de l'anticlinal de Bovalar, la Fm. de les Artoles presenta entrades de terrigènics siliciclàstics, sobretot a la base. En conjunt és

formada per una alternança de margues i wackestones nodulosos. També hi ha algun banc calcarenític, encara que són menys importants (més de 150 m). Conté una abundant fauna de mol·luscs, serpúlids i pistes d'Ophiomorpha, amb una bioturbació sempre abundant.

La secció del Coll de Querol ofereix un bon tall de la seqüència deposicional barremiana, i permet d'apreciar el pas de les unitats marginals continentals: Fm. Cantaperdius, a les formacions marines: Fm. de les Artoles. Ambdues unitats es presenten amb les fàcies ja descrites. Les possibles particularitats es tracten en els apartats corresponents de cada unitat litostratigràfica.

Al vorell N de la conca del Maestrat, a Jaganta i a Seno, la Fm. de Margues de Mirambell es disposa directament sobre la seqüència deposicional del Malm erosionada. A les dues localitats aquesta unitat és molt detrítica, i presenta freqüents entrades d'arenas canalitzades. Més que margues, són lutites vermelles, sovint molt rubefactades.

6) Aspectes regionals. La seqüència deposicional barremiana o d'Ares del Maestrat, es troba representada a totes les conques de l'àrea d'estudi, la qual és formada per quatre unitats litostratigràfiques amb el rang de formació: la Fm. de Margues de Mirambell, la Fm. de Calcàries i argiles laterítiques del Cantaperdius, la Fm. de Gresos de Camarillas i la Fm. de Margues i calcàries de les Artoles (Fig. 3.7). Als sectors més interns de les conques: Garraf, El Perellò, St. Mateu, ..., són ocupats només per la Fm. de les Artoles, la qual presenta el caracter més marí. Mentre que a les àrees més externes i marginals es troben les formacions de Mirambell i del Cantaperdius, de marcada influència continental.



A la cubeta de la Penyagolosa-Aliaga, la seqüència deposicional d'Ares s'inicia amb dipòsits detrítics: la Fm. de Gresos de Camarillas, per passar superiorment als materials marins sòms de la Fm. de Margues i calcàries de les Artoles.

Al Barremià superior el mar ha envaït totes les conques, entrades i badies de l'àrea d'estudi, el registre sedimentari són els carbonats marins d'aigües sòmes de la Fm. de Margues i calcàries de les Artoles, i més concretament del seu tram superior. Es pot dir que és al Barremià superior quan comença la transgressió anomenada "urgoniana", tant a l'àrea estudiada, com a una gran part de les conques del marge oriental d'Ibèria.

7) **Gènesi.** Les tres unitats litostratigràfiques de la conca del Maestrat constitueixen una plataforma de carbonats, on la Fm. de les Artoles representava els medis més marins i interns. Les facies marginals, amb forta influència detrítica i d'aigua dolça, serien formades pels dipòsits de la Fm. Cantaperdius i de la Fm. Mirambell. Ambdues s'haurien format dins el context general d'un estuari. El mateix origen, o semblant, tindria la Fm. de Gresos de Camarillas, potser amb una major influència fluvial.

La discontinuïtat finibarremiana (dB), com ja s'ha comentat, és de tipus subaeri, i presuposa l'exposició d'extenses àrees marginals amb entrades importants de materials terrigenics. L'origen d'aquest fenomen sembla que hagi d'estar relacionat amb l'evolució de la subsidència tectònica de cada conca. Així, a les conques del Maestrat, Aliaga-Penyagolosa i el Perelló, hi ha entrades importants de detrítics al final dels temps barremians, o bé exposició subaèria amb edafització, com al Perelló. Però, en canvi, a la conca de Salou-Garrafa, res de tot això es detecta, i la situació es d'aparent tranquil·litat. Això no obstant, malgrat la possible evidència del moviment de

blocs als sectors marginals, no cal refusar un cert grau d'estatisme en la gènesi de la discontinuïtat finibarremiana (d8).

8) Edat geològica. El contingut fòssil d'ammonits i d'algues carofícies data aquesta unitat com barremiana.

9) Referències bibliogràfiques. Són les que s'han anat fent al llarg de la definició de la unitat.

### 3.2.7.1 LA FM. DE MARGUES I CALCÀRIES DE LES ARTOLES.

1) Nom. Deriva de la partida de les Artoles, situada al terme de St. Mateu (El Baix Maestrat).

2) Rang. Formació. La definició d'aquesta unitat queda justificada per les seves característiques litològiques i d'extensió geogràfica.

3) Antecedents històrics. El primer intent de definició formal d'aquesta unitat va ser fet per Canerot et al. (1982), però amb el nom de Fm. de Calcàries i margues d'Ares del Maestrat. Si bé a Ares aflora aquesta unitat, la sèrie tipus no és prou representativa en aquesta unitat. Per aquesta raó, es proposa una nova localitat tipus i una nova sèrie tipus, les quals són molt més completes, comprensives i representatives de la unitat. Amb tot això, es canvia, també, el nom de la unitat.

4) Estratotip i altres seccions de referència.

Estratotip: Tall del camí de la Gaita i la Pedrera d'En Gros, al S de St.

Mateu, circuit de motocròs, les Artoles, Tossal de Carruana, etc. (vegi's 2.3.7.(4)).

Altres seccions de referència:

- Secció del Coll de Querol, a la carretera de Vinaròs a Morella (N-232), des del km 52 al cim de la cota de la Lloma (1023 m) (vegi's 2.3.7.(4)).

5) Descripció. Aquesta unitat ha quedat descrita dins la descripció de la seqüència deposicional d'Ares del Maestrat. (vegi's 3.2.6.(5)).

6) Aspectes regionals. El màxim desenvolupament de la unitat es troba al sector de St. Mateu, on abasta tot el Barremià. A mesura que ens allunyem, cap a les vores de la conca, representa termes més alts del Barremià. Es a dir, la Fm. de les Artoles és clarament diacrònica, i més moderna cap als vorells. D'alguna manera, és això el que passa a la secció d'Ares, proposada per Canerot et al. (1982), on, a més no hi ha ni base ni sostre. Es una unitat que sempre està representada a totes les conques, amb fàcies que mantenen un cert grau d'homogeneïtat. Al N de la conca del Maestrat, aquesta unitat es divideix en tres membres (vegi's 3.2.7.1.1. i següents).

7) Gènesi. Plataforma de carbonats, amb fàcies que van des del lagoon a bancs marginals (shoals) i més obertes o distals (conca).

8) Correlació amb altres unitats. La Fm. de les Artoles, cap a les vores de les conques, passa lateral i verticalment a la Fm. de Margues de Mirambell i a la Fm. de Calcàries i argiles laterítiques del Cantaperdius.

9) Edat. Barremià, pel contingut d'ammonits i orbitolínids.



10) Referències. Totes les citades al llarg de la definició de la seqüència deposicional d'Ares i de la pròpia unitat.

### 3.2.7.1.1. El Mb. de Calcàries i marques del Mas de Querol.

1) Nom. prové del Mas de Querol, prop de l'encreuament de la carretera de Vallibona, a la carretera de Vinaròs a Morella (N-232).

2) Rang. Membre de la Fm. de Margues i calcàries de les Artoles. La seva definició queda justificada per les seves característiques litològiques.

3) Antecedents històrics. Anteriorment, Canerot et al. (1982), definiren una unitat litostratigràfica amb el rang de formació que es corresponia exactament amb aquesta unitat. El canvi de rang que aquí es proposa, es en base a la seva actual inclusió com part d'una altra formació. Això ha estat comprovat per tècniques de correlació bio i litostratigràfiques. Com que una formació no pot ser part d'una altra formació, s'ha hagut de rebaixar a membre.

4) Estratotip i altres seccions de referència.

Estratotip: Carretera de Vinaròs a Morella (N-232), des del km 52 a l'encreuament de Vallibona. Full 545 del MNE 1/50.000 (Morella) X = 910,2; Y = 669,2. Columna (30-21) 4.200.

5) Descripció. Són wackestones que alternen amb nombrosos nivells margosos i alguna barra de grainstones oolítico-bioclàstics. Els trams tous contenen força bancs d'ostreids, mentre que els nivells calcàris són rics en

formes porcellanades i aglutinades, de foraminífers bentònics, dasicladals i rudistes (requiènids). Es detecta la influència d'aigües dolces i salobres per la intercalació de diversos episodis de calcàries amb algues carofícies (fins 220 m).

6) Aspectes regionals. Aquesta unitat es troba ben desenvolupada a la conca del Maestrat, principalment al N del Coll de Querol. Pel N no passa més enllà de Torre Miró. Cap a l'E i l'W, la seva extensió és encara més reduïda, i s'atascona ràpidament, per pas lateral a la unitat suprajacent.

7) Gènesi. Lagoon d'una plataforma de carbonats.

8) Correlació amb altres unitats. El Mb. del Mas de Querol passa lateral i verticalment a la Fm. de Calcàries i argiles laterítiques del Cantaperdius. Superiorment, també, hi ha una relació de pas lateral i vertical, amb el Mb. de Margues i calcàries de Torre Segura.

9) Edat. Barremià, en base a la seva posició estratigràfica.

10) Referències. Són les citades al llarg de la definició de la unitat.

### 3.2.7.1.2. El Mb. de Margues i calcàries de Torre Segura.

1) Nom. Prové del riu Torre Segura, el qual neix al vessant N del Muixacre (1.275 m), i talla de E a W aquesta unitat, per acabar desembocant a la Canada d'Ares, prop del Mas de Dolç.

2) Rang. Membre de la Fm. de Margues i calcàries de les Artoles. El considerable augment dels materials margosos fan perfectament separable aquesta unitat.

3) Antecedents històrics. Unitat nova, anteriorment utilitzada de manera informal per Salas et al. (1986a).

4) Estratotip i altres seccions de referència.

Estratotip: Carretera de Vinaròs a Morella (N-232), des de l'encreuament amb la carretera de Vallibona fins a sota la cota de la Lloma (1023 m), després d'haver travessat el riu Bergantes vora l'Hostal de la Lloma Vella. Full del MNE 1/50.000 (Morella) X = 909,4; Y = 669,4. Columna (30-21) 4.200.

5) Descripció. Es constituïda per una alternança de margues i wackestones nodulosos, amb estratificació d'ordre decimètric. Les tonalitats són beig i ocre, com a tota la Fm. Els trams margosos, amb detall, contenen petits ripples d'oscil·lació i de corrent. Els bancs calcàris inclouen restes de foraminífers bentònics, ostreïds abundants i mol·luscs (fins a 180 m). Just a la base de la unitat, vora l'encreuament de Vallibona, hi ha una important intercalació de calcàries i margues molt riques amb algues carofícies. Dins aquesta unitat hi ha trams calcarenítics amb estratificació encreuada i cossos sigmoidals (budles).

6) Aspectes regionals. El Mb. de Torre Segura és la unitat més estesa dels tres membres de la Fm. de les Artoles, pel que fa al vorell N de la conca del Maestrat.

7) Gènesi. Lagoon d'una plataforma de carbonats, sectors marginals amb influències molt litorals i mareals.

8) Correlació amb altres unitats. El Mb. de Torre Segura passa, als sectors més marginals, a la Fm. de Calcàries i argiles laterítiques del Cantaperdius. Superiorment, pot quedar tallat per la discontinuïtat finibarremiana (d8), o bé passar lateral i verticalment al Mb. de Calcàries de la Lloma.

9) Edat. Barremià, pel contingut en orbitolínids.

10) Referències. Són les fetes al llarg de la definició de la unitat i de la seqüència deposicional barremiana.

### 2.3.7.1.3. El Mb. de Calcàries de la Lloma.

1) Nom. Prové del turó de la Lloma (1023 m). Situat a la riba dreta del riu Bergantes, al S de Morella (Els Ports).

2) Rang. Membre de la Fm. de les Artoles. Constitueix una unitat morfològica clarament diferenciable en el paisatge.

3) Antecedents històrics. Unitat nova, utilitzada anteriorment per Salas et al. (1986a) de manera informal. Canerot et al. (1973) distingeixen un Barremià superior (C14), als fulls de Forcall i Morella (544,545), del sector S de Morella, el qual correspondria a aquesta unitat.



4) Estratotip i altres seccions de referència.

Estratotip: Tall de Castellfort (Els Ports). Full del MNE 1/50.000 (el Forcall) X = 896; Y = 661,5.

5) Descripció. Es formada per un conjunt de materials calcarenítics que destaquen morfològicament en el paisatge. Sempre que aquesta unitat es present, culmina la seqüència deposicional barremiana. Són packstones i grainstones en bancs d'estratificació decimètrica a mètrica, amb estratificació encreuada, planar i de baix angle, amb bidireccionalitat freqüent. També es poden presentar cossos sigmoidals (bundles). La potència és variable, però sol oscil·lar entre 30-50 m. El contingut fòssil és format per foraminífers bentònics (Choffatella, Pseudocyclamina) i algues rodofícies (Bouenia, Permocalculus). A la localitat tipus de la Lloma la unitat és incompleta per l'erosió recent.

6) Aspectes regionals. El Mb. de la Lloma té una extensió limitada únicament al sector del S de Morella, i abasta els fulls del Forcall (544) i Morella (545), des del turó de la Lloma cap a l'W.

7) Gènesi. Bancs marginals d'alta energia (shoals) que barrarien la part marginal d'una plataforma de carbonats.

8) Correlació amb altres unitats. El Mb. de la Lloma passa lateral i verticalment al Mb. de Calcàries i margues de Torre Segura.

9) Edat. Barremià superior, en base a la seva posició estratigràfica.

10) Referències. Són les que s'han fet a l'apartat d'antecedents històrics.

### 3.2.7.2. LA FM. DE CALCÀRIES I ARGILES LATERITIQÜES DEL CANTAPERDIUS.

1) Nom. Derivat de la muntanya del mateix nom (1248 m), la qual es troba situada al N de Fredes (el Baix Maestrat). Full 521 (Beseit) del MNE 1/50.000.

2) Rang. Formació. Les característiques litològiques que presenta aquesta unitat: naturalesa majoritàriament calcària amb diverses intercalacions de nivells laterítics, justifiquen la seva individualització com una nova formació.

3) Antecedents històrics. Es una unitat nova, la qual havia estat utilitzada anteriorment per Salas et al. (1986a) de manera informal. Combes (1969), quan es refereix a aquesta unitat, parla del "Barremià continental calcàri".

4) Estratotip i altres seccions de referència.

Estratotip: Secció de l'anticlinal d'Herbers, a la carretera de Torre Miró, al S del Poble. Full 520 del MNE 1/50.000 (Pena-roja de Tastavins) X = 910,4; Y = 685,3. Columna (30-20) 4.100.

Altres seccions de referència:

- Secció de la pista del Parrissal, que des de Beseit segueix el riu

Matarranya fins l'antic descarregador de la Mina Maruja, avui zona d'esbarjo de l'ICONA. Full 521 (Beseit) del MNE 1/50.000 X = 928; Y = 695.

- Secció del sinclinal de Fredes, a la carretera de la Cènia a Fredes, des del Barranc de la Tenalla. (vegi's 3.2.7 (4)).

5) Descripció. Ja s'ha fet dins la descripció de la seqüència deposicional barremiana o d'Ares del Maestrat (vegi's 3.2.7.(5)).

6) Aspectes regionals. La Fm. del Cantaperdius s'estén des del meridià de Morella cap a l'W, i es troba present tant a la conca del Perelló, com a la de Salou-Garraf, on ocupa sempre els sectors més marginals.

7) Gènesi. Els materials d'aquesta unitat foren dipositats en ambients d'aiguamolls, amb etapes d'exposicions subaèries periòdiques que afavorien els processos edàfics subaeris en un clima de tipus tropical.

8) Correlació amb altres unitats. La Fm. del Cantaperdius passa lateralment a la Fm. de Margues de Mirambell, la qual ocupa el sector noroccidental de la conca del Maestrat. També lateral i verticalment a la Fm. de les Artoles.

9) Edat. El conjunt d'associacions de flora d'algues carofícies, permet datar la unitat com barremiana.

10) Referències. Són les que han estat fetes a l'apartat d'antecedents històrics, amb Salas (1986b).

### 3.2.8. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL D'EN ROIG, K1.3 (APTIA BASAL).

1) Nom. Deriva de la petita població d'En Roig, la qual és una barriada del poble de Xert (el Baix Maestrat). Full de Morella (545) del MNE 1/50.000.

2) Antecedents històrics. Es tracta d'una unitat nova, però que anteriorment havia estat utilitzada informalment per Salas (1983), Salas et al. (1986a).

3) Definició general. La seqüència deposicional aptiana basal o d'En Roig, és formada per materials terrigènics i carbonatats. Els primers, són sempre a la base de la unitat, i constitueixen unes formacions molt constants, tant a la conca del Maestrat, com a la més occidental d'Aliaga-Penyagolosa. Les formacions carbonatades, superiors, tenen una major extensió i es troben a totes les conques. A la base, és limitada per la discontinuïtat menor (dB), a la qual ja s'ha fet referència anteriorment, i que comporta l'exposició subaèria d'una bona part dels sectors marginals.

La discontinuïtat que limita superiorment aquesta seqüència deposicional (d9) ha estat situada tradicionalment a la base de la Fm. de Margues del Forcall, on la majoria de les vegades hi ha un sòl edurit, perforat i rubefactat (Canerot et al., 1982; Salas, 1983; Salas, 1986b; Salas et al., 1986a). Aquesta superfície té totes les característiques d'una secció condensada, més que d'una discontinuïtat, en el sentit de Vail et al. (1984) i Haq (1987). Això no obstant, significa una certa quantitat de llacuna estratigràfica, encara no avaluada, Això vol dir que aquesta superfície de condensació no es pot correlar amb certes evidències d'exposició subaèria i carstificació dels sectors marginals, detectades en situacions estratigràfiques aparentment homòlogues, sobre el sostre d'aquesta seqüència



deposicional. Davant la falta de dades biostratigràfiques més precises, en principi, i seguint el model proposat per Vail et al. (1984), caldria pensar en situar a la veritable discontinuïtat subaèria una mica per sota de la secció condensada, la qual correspondria, contràriament, al màxim transgressiu sobre els sectors marginals. Els ammonits més baixos de la Fm. de Margues del Forcall són de la zona de deshayesi, el que vol dir, de ser cert el raonament, és que l'exposició i carstificació dels sectors marginals (d9) fóra probablement una mica més antiga (dins la zona de forbesi ?). En aquests casos, el problema que es presenta és sempre molt semblant a l'hora de datar, ja que a les àrees marginals no acostuma haver-hi ammonits. Hi ha foraminífers bentònics i orbitolínids, i no es disposa de cap correlació de zones d'ammonits amb zones d'orbitolínids massa precisa, i menys encara específica per les conques de l'àrea d'estudi.

La seqüència deposicional de l'Aptià basal mostra una evolució vertical d'aprofundiment creixent. Aquesta tendència és detinguda per l'exposició subaèria i la carstificació dels sectors marginals de la plataforma. Aquest fenomen només es observable en determinades àrees de vora de conca, i paradoxalment al depocentre de la conca del Maestrat, ja que en aquesta etapa el depocentre no coincideix amb el centre de la conca.

#### 4) Estratotip i altres seccions de referència.

Estratotip: tall de la Rambla de Cervera a la Perdiguera (cota 516 m). El primer tram es fa pel camí de la Jana que, des del pont de la Rambla de Cervera, va per la seva riba esquerra, fins a una zona de fracturació. El segon tram es realitza per la pista nova de la Perdiguera, a la qual s'accedeix pel camí de la Font de la Roca, des de Cervera del Maestrat. La secció s'acaba al Coll Gros, al Sud del cim de la Perdiguera. Full 571 del MNE

1/50.000 (Vinaròs). Inici del primer tram:  $X = 933.5$  i  $Y = 659.4$ . Inici del segon tram:  $X = 934.5$  i  $Y = 659.5$ . Aquesta secció compren la Fm. de Margues de Cervera del Maestrat i la Fm. de Calcàries i margues de Xert. El primer tram es designa com Lectostratotip de la Fm. de Margues de Cervera.

Parastratotip: tall de la carretera de Morella a Cinctorres-Teuleria Milan, al sinclinal de Morella, prop del Molí dels Capellans. Full 545 del MNE (1:50.000 Morella)  $X = 900.8$  i  $Y = 673.6$  (fig. 3.34). Aquest tall abasta la Fm. d'Argiles de Morella i la Fm. de Calcàries i Margues de Xert.

L'estratotip ha de ser forçosament compost, fa que les tres unitats litostratigràfiques que componen la seqüència deposicional, no es troben mai juntes a cap secció.

Altres seccions de referència:

- Tall del Colomer, a l'ermita de Sta. Bàrbara. Full 545 del MNE 1/50.000 (Morella)  $X = 908.5$  i  $Y = 672.4$ . Aquest tall abraça la Fm. d'Argiles de Morella i la Fm. de Calcàries i margues de Xert. Columna (30-21) 4200.

- Tall del Mas del Regall a la Mola de Xert, vora del barri d'En Roig. Full 545 del MNE 1/50.000 (Morella)  $X = 923.5$  i  $Y = 664.3$ . Aquest tall comprèn la Fm. Calcàries i margues de Xert, i a la base la Fm. de Margues de Cervera del Maestrat. Columna (30-21) 4100.

- Secció de Xodos, a la carretera que va d'Adzeneta, uns 2 km abans de poble. Full 592 del MNE 1/50.000 (Villahermosa del rio)  $X = 890.1$  i  $Y = 632.6$ . Columna (29-23) 4200.

5) Descripció. A la cubeta d'Aliaga-Penyagolosa, i a la conca del Maestrat, al N de la Mola de Xert, la base d'aquesta seqüència deposicional és formada per una important formació terrigènica. Es tracta de la Fm. d'Argiles de Morella, les quals envaeixen una part considerable de la plataforma de carbonats de la seqüència deposicional infrajacent. Amb una potència d'uns 80 m. Són formades per una successió de lutites roges i verdoses o blavenques, amb intercalacions de cossos gresosos lenticulars de bases erosives amb cicatrius internes, còdols tous, estratificació encreuada plana, de solc, etc. S'hi intercalen passades de calcàries sorrenques amb ostràcodes i carofícies o oncòlits. Aquesta unitat ha proporcionat restes de dinosaures (Santafé et al., 1982).

A la conca del Maestrat, al S de la Mola de Xert, la base de la seqüència deposicional d'En Roig és formada per una formació detrítica lutítico-margosa: la Fm. de Margues de Cervera del Maestrat. Aquesta unitat és formada per una alternança de margues de color beig en superfície, i verd blavoses en profunditat (pedreres de Càlig). Són riques en arena i moscovita, i en passades de calcàries arenoses amb ostrèids, bivalves i gasteròpodes principalment. També contenen intercalacions de cossos sorrencs tabulars amb estratificació encreuada per solc, planar, de baix angle i laminació encreuada i estratificació lenticular. Alguns trams margosos també presenten laminació. La seva potència oscil·la entre més de 50 m a Cervera i 100 m al Mas del Regall.

Damunt les dues unitats, terrigèniques descrites es troben les calcàries de la Fm. de Calcàries i margues de Xert, unitat estesa àmpliament i que recobreix expansivament al seu substrat. Aquesta unitat està ben desenvolupada a totes les conques, així se la pot reconèixer al Massís de Garraf, directament sobre la seqüència deposicional infrajacent. Aquesta



situació és general a la Serralada Costanera Catalana, on no es troben mai les formacions detrítiques basals. Només al sector del Perelló, al barranc del Cap del Terme, columna (33-19) 4100, descansa sobre un nivell de laterites amb traces de bauxitinització, el qual podria ser l'equivalent dels materials detrítics de la conca del Maestrat. La Fm. de Calcàries i Margues de Xert es formada bàsicament per wackestones-grainstones bioclàstics de foraminífers porcellanats i aglutinats, com: Palorbitolina lenticularis, Orbitolina cuvillieri, Iraquia simplex, lituolids, textularids, etc. Bé que també contenen equínids, briozous i bivalves. Les tonalitats dominants són el beig crema, i els estrats tenen gruixos decimètrics a mètrics. Les intercalacions margoses són d'ordre mètric a la Mola de Xert i al sector de Morella. Però al sector de la Perdiguera (Cervera del Maestrat), n'hi ha de l'ordre d'algunes desenes de metres. Aquests trams margosos són molt rics en equínids irregulars, i de vegades també en orbitolines.

6) Aspectes regionals. La seqüència deposicional de l'Aptià basal, és constituïda per tres unitats litostratigràfiques amb el rang de formació i la Fm. d'Argiles de Morella, la Fm. de Margues de Cervera del Maestrat i la Fm. de Calcàries i margues de Xert. Aquesta seqüència deposicional és present a totes les conques de l'àrea estudiada, on no hi falta mai la Fm. de calcàries i margues de Xert. La relació entre aquestes tres unitats litostratigràfiques és de pas lateral i vertical, que sobre el terreny es manifesta per contactes transicionals. Les dues formacions basals terrigèniques no es troben a la Serralada Costanera Catalana, on només en algun punt (El Perelló) hi ha senyals d'edafització i exposició subaèria, com ja s'ha comentat abans.

7) ~~Genesi~~. Les dues formacions detrítiques basals, constitueixen un sistema deposicional deltaic, sobre el qual es va instal·lant una plataforma



de carbonats (Fm. de calcàries i margues de Xert), a mesura que van perdent importància les entrades de terrígens siliciclàstics.

La discontinuïtat que limita aquesta seqüència superiorment (d9) és de tipus subaeri, i comporta la carstificació d'algunes zones marginals que quedaren emergides, com és el cas de Coll Gros de la Perdiguera (Cervera del Maestrat). L'origen d'aquesta discontinuïtat podria haver estat eustàtic, en relació a una caiguda del nivell del mar. Haq et al. (1987) indiquen una discontinuïtat global, de tipus subaeri-submarí, a la base de la zona de forbesi (= 112 MA), la qual podria ser correlacionada amb la ~~de la resta~~ <sup>del sostre</sup> d'aquesta seqüència deposicional. Mentre que la superfície de downlap, que es correspondria amb el secció condensada de la base de les Margues del Forcall, seria a 111 MA, a la base de la zona de deshayesi.

8) Edat geològica. El contingut faunístic d'ammonits i orbitolines, permeten datar aquesta seqüència deposicional com d'edat aptiana inferior basal (zones de fissicostatus i forbesi).

9) Referències bibliogràfiques. A part de les citades a l'apartat d'antecedents històrics cal afegir: Canerot (1974), Canerot et al. (1982), Marie (1964).

### 3.2.9. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE MORELLA, K 1.4 (APTIA).

1) Nom. Prové de la ciutat de Morella (els Ports). Full 545 del MNE 1/50.000.

2) Antecedents històrics. És una unitat nova, abans havia estat emprada informalment per Salas (1983), Salas (1986b), Salas et al. (1986a).

3) Definició general. La seqüència deposicional aptiana o de Morella és una unitat constituïda bàsicament per dues litologies: margues i calcàries. El seu límit inferior és la discontinuïtat intra-aptiana (d9), de la qual ja se n'ha fet esment. La seqüència deposicional aptiana ve a ser la represa de la transgressió urgoniana, interrompuda dues vegades: al final del Barremià i a la meitat de l'Aptià inferior. La transgressió és important a totes les conques del marge oriental d'Ibèria, tal i com mostra l'elevat grau de recobriment expansiu de la seqüència. Les plataformes de carbonats presenten un desenvolupament òptim: els bancs de rudistes i els esculls de rudistes, coralls i algues calcàries assoleixen una expansió considerable. Al final de l'Aptià va tenir lloc novament una devallada relativa del nivell del mar, i s'aturà l'expansió i l'evolució de la plataforma de carbonats. Com a conseqüència d'aquest descens es produeix una nova discontinuïtat sedimentària, al sostre d'aquesta seqüència (d10): la discontinuïtat finiaptiana.

La seqüència deposicional de Morella mostra una evolució vertical de somerització, de fàcies de conca a fàcies de sectors marginals de plataforma de carbonats: carbonats marins d'aigües somes.

4) Estratotip i altres seccions de referència.

Estratotip: Tall de Morella la Vella, vora la Mola d'En Camaràs, al N de Morella. Full 545 del MNE 1/50.000 (Morella) X=100.7 i Y=678. Conté la Fm. de Margues del Forcall i la Fm. Calcàries de Villarroja de Los Pinares.

Parastratotip: Tall del Coll Gros, La Perdiguera (516 m), Coll de les Bassoles. Full 571 del MNE 1/50.000 (Vinaròs) X=934.8 i Y=660.4. Comprèn la Fm. de Calcàries de Villarroya de Los Pinares. Columna (31-22) 4100.

L'estratotip és de tipus compost, ja que, encara que al tall de Morella la Vella hi hagi les dues unitats litostratigràfiques que comparen la seqüència deposicional, la Fm. de Villarroya està molt poc desenvolupada en relació al tall de La Perdiguera. En aquest sector, només hi ha la Fm. de Calcàries de Villarroya, en contacte directe sobre el sostre de la seqüència deposicional subjacent. Es a dir, no hi són presents les margues de la Fm. del Forcall.

#### Altres seccions de referencia

- Tall de la Mola de Xert. Per la pista forestal del Turmell i el camí de les pedreres. Full 546 del MNE 1/50.000 (Ulldecona) X=925 i Y=665.8. Comprèn la Fm. de Margues del Forcall i la Fm. de calcàries de Villarroya de Los Pinares.

- Tall de Xodos. Per la carretera i fins l'eremita de St. Cristòfol. Full 592 del MNE 1/50.000 (Viallaherrosa del Ríu) X=890.1 i Y=632.6. Comprèn la Fm. de Margues del Forcall i la Fm. de Calcàries de Villarroya de Los Pinares.

- Tall de trinxera de l'autopista (A-7) de Tarragona a Castelló, entre Perelló i l'Ametlla (km 302-305). També la secció paral·lela de la trinxera del ferrocarril de València a Tarragona entre els km 219.5 i 221.4. Full 497 del MNE 1/50.000 (El Perelló) X=973.7 i Y=703. Comprèn la Fm. de Margues del Forcall.





petites successions estratocreixents de 10 a 15 m. La resta de la unitat és extraordinàriament rica en micrita. De manera general conté: Toucasia, Pachytraga, Orbitolina parva, O. texana, ammonits (Cheloniceras martinoides, Parahoplites nutfieldensis, Acanthoplites bergeroni), a més d'algues calcàries, dasicladals, etc. En conjunt es tracta de les fàcies que tradicionalment s'han anomenat urgonianes, aquesta unitat és caracteritzada per la presència d'esculls de coralls i algues calcàries, generalment de forma de pegat (patch reef), i el gran desenvolupament dels rudistes, els quals sovint formen esculls amb els coralls i diversos tipus d'algues codiàcies, esquamariàcies, solonoporàcies, dasicladals, serpúlids i briozous. Els materials d'aquesta unitat poden presentar alteracions com la blanquetització (chalkyfication) i la dolomitització, les quals sovint poden trobar-se associades, com és el cas de la sèrie tipus de La Perdiguera-Coll de les Bassoles.

Els materials de la seqüència deposicional de Morella són molt característics del paisatge de la conca del Maestrat. Constitueixen les típiques moles, amb calcàries de la Fm. Villarroya a la part alta, protegint les margues de la Fm. del Forcall més tendres. En algunes d'aquestes moles pot apreciar-se clarament com les calcàries superiors prograden, en un típic toplap, dins de les margues (Mola de Xert, Mola d'En Camaràs). Així doncs, a part de les implicacions sedimentològiques d'aquesta geometria, la relació entre les dues unitats de la seqüència aptiana és de pas lateral-vertical.

A la conca del Perelló, els materials d'aquesta seqüència deposicional corresponen a la Fm. de Margues i Calcàries de la Cala de l'Àguila de Robles (1982) (vegi's 3.1.1.9.3). Al Massís de Garraf és presenta una fàcies margosa (Fm. del Forcall), on generalment s'hi instal·len les terres de conreu i les pedreres de margues (Jafra, Camp d'Asses, Vallcarca, etc.). Als sectors

marginals de la conca, com La Rubiola o Salomó, són ocupats per les calcàries de rudistes de la Fm. de Villarroya.

6) **Aspectes regionals.** La seqüència deposicional de Morella és representada a totes les conques que abasta l'àrea estudiada, i sempre ho està per les dues unitats litostratigràfiques que la formen: la Fm. Calcàries de Villarroya i la Fm. de Margues del Forcall. La Fm. del Forcall ocupa sempre el centre de les conques, mentre que la Fm. de Villarroya es troba als sectors més marginals. Com ja s'ha comentat abans, aquesta seqüència deposicional es disposa amb un recobriment expansiu molt desenvolupat, tant sobre els materials de la seqüència subjacent, com damunt dels llindars erosionats, els quals són ultrapassats. La seqüència deposicional de Morella és el registre més significatiu de l'anomenada "transgressió urgoniana" a les conques del marge oriental d'Ibèria.

7) **Gènesi.** La Fm. Margues del Forcall representa els dipòsits més distals i de conca d'un sistema de plataformes de carbonats, on les calcàries de la Fm. de Villarroya són les fàcies de plataforma propiament dita.

La discontinuïtat finiaptiana (d10), que limita la seqüència superiorment, es reconeix sobre el terreny en forma d'un fons endurit, com és el cas de Castellote, Jaganta, o del Convent de Benifassà. Malgrat l'evidència i la facilitat de reconeixement al camp d'aquestes superfícies, no són discontinuïtats en el sentit de Vail et al. (1984), si no que serien seccions condensades, les quals correspondrien a la màxima profunditat d'aigua i al màxim transgressiu sobre els vorells. Segons el model proposat per Vail et al. (1984), la discontinuïtat, s'ha d'anar a buscar, per sota de la secció condensada, en el temps, i més cap a les vores, on es produirien les exposicions i alteracions. Les condicions d'aflorament han fet que per ara

encara no hagi estat possible la detecció i reconeixement sobre el terreny d'aquesta discontinuïtat. Això no obstant, hi ha indicis clars de l'exposició parcial del vorells, amb l'entrada de terrigènics siliciclàstics a la base de la seqüència suprajacent i l'evolució vertical de clara somerització de la seqüència aptiana. Pel que fa a la causa d'aquesta discontinuïtat, podria haver estat la mateixa, de tipus eustàtic, que va originar la discontinuïtat global de l'albià basal (107.5 MA), segons Haq et al. (1957). En canvi, el fons endurit observat, correspondria a una secció condensada, una mica més tardana correlable amb la superfície de downlap de 107 MA.

8) Edat geològica. El contingut d'ammonits i nanoplàncton data aquesta seqüència com d'un Aptià no basal, entre les zones de deshayesi i jacobi.

9) Referències bibliogràfiques. Són totes les que ja s'han anat fent al llarg de la definició de la unitat. Per més detalls consultar Canerot et al. (1982), on es defineixen les unitats litostratigràfiques que componen la seqüència.

### 3.2.10. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE CULLA, K. 1.5 (ALBIA INFERIOR).

1) Nom. Deriva de la població de Culla (l'Alt Maestrat), al N de la qual hi ha la localitat tipus de la unitat.

2) Antecedents històrics. Es una unitat nova, i que havia estat feta servir anteriorment per Salas (1983), Salas (1986b), Salas et al. (1986a), de manera informal.



3) Definició general. La seqüència deposicional de l'Albià inferior està formada per carbonats. El límit basal és la discontinuïtat finiaptiana (d10) que ja ha estat comentada. El límit superior és una altra discontinuïtat (d11) marcada per dos esdeveniments interrelacionats: discordances a les zones marginals i l'entrada, molt important, de sediments terrigènics a totes les conques. El recobriment expansiu d'aquesta seqüència es menor que el de l'aptiana subjacent. Aquest fet resulta realçat considerablement pels efectes dels fenòmens d'erosió associats a la discontinuïtat límit superior (d11). Aquesta, seria de tipus subaeri, i tindria una edat finialbiana inferior. Aquests conjunts de fenòmens poden haver estat molt importants als vorells de les conques. Així, no és gens estrany de trobar els materials detrítics de la seqüència suprajacent sobre diferents termes del Juràssic erosionats, com és el cas de Seno, al N de la Conca del Maestrat. Una mica més al S, a Jaganta, la base de la seqüència de Benifassà (d11) bisella els terrenys barremians i aptians. Més cap a l'E, als Ports de Beseit, vora la confluència del Barranc del Prat de Robera amb el riu Matarranya, a la Coscollosa, la base de la seqüència deposicional de Benifassà (d11) bisella espectacularment tota la seqüència aptiana. En aquest indret, hi ha llacuna estratigràfica pel que fa a la seqüència que ens pertoca de l'Albià inferior.

La seqüència deposicional de l'Albià inferior, té una evolució vertical de somerització progressiva que culmina amb l'emersió i erosió d'una part de la plataforma de carbonats.

#### 4) Estratotip i altres seccions de referència.

Estratotip: Tall de l'ermita i mas de St. Cristòfol, situat a prop de la Font d'En Segures, entre Benassal i Culla. Full 570 del MNE 1/50.000



(Albocàsser) X=902.5 i Y=646.3. Columna (30-22) 4100. Conté la Fm. de Calcàries de Benassal.

Altres seccions de referència.

- Tall del Coll de les Bassoles i el Pasqualino. S'hi accedeix des de la Jana, pel camí de Cervera del Maestrat i el camí del mas de les Bassoles. Full 571 del MNE 1/50.000 (vinarós) X=935.2 i Y=662. Columna (31-22) 4100. Compren la Fm. de Calcàries de Benassal.

5) Descripció. La seqüència deposicional de l'Albià inferior és formada per una sola unitat litostratigràfica: la Fm. de Calcàries de Benassal. A la localitat tipus es disposen en una successió de wackestones-packstones, de més de 100 m, de miliòlids i rudistes que evolucionen verticalment a grainstones bioclàstico-oolítics alternats amb trams margosos, els quals poden contenir petits esculls de coralls i rudistes (Horiopleura). A més els trams margosos són molt rics en Orbitolina texana, braquiòpodes, equínids, mol.luscs i briozus, també poden tenir algun ammonit com: Douvilliceras mammillatum.

Al sector de la Jana (fins a 260 m) es distingeixen tres trams. L'inferior és constituït per wackstones-packstones, margues i calcàries arenoses, amb algunes intercalacions de grainstones bioclàstics. Aquest tram (fins a 80 m) conté Neorbitolinopsis, Pseudocyclamina, miliòlids i textularíds. L'intermedi (fins a 100 m) consta de grainstones bioclàstics rics en glauconita i Orbitolina texana. El superior presenta una alternança de nivells arenosos. Conté Permocalculus, Iraqia, i mol.luscs. La seva potència és d'un màxim de 80 m. En altres localitats s'ha detectat també Simplorbitolina manasi i melobesies.

A les àrees més marginals es troben fonamentalment calcarenites (el Mb. de Calcarenites de la Iglesuela). Es tracta bàsicament de grainstones bioclàstico-oolítics beigs amb intercalacions menors de wackstones nodulosos i margues.

6) Aspectes regionals. La seqüència deposicional de l'Albià inferior o de Culla està molt desenvolupada al sector oriental de la conca del Maestrat. Pel N arriba fins a Santolea, al mas de la Carcellera (al S de la Torre Miró) i als sectors meridionals dels Ports de Beseit. A la conca de Salou-Garraf, està ben representada, sobre tot a Marmellà i també al sector del Massís de Garraf. A les zones més marginals de les conques, la seqüència deposicional de l'Albià inferior ha estat erosionada i/o no depositada, llavors els materials detrítics de la seqüència suprajacent, de l'Albià mitjà, reposen directament sobre els materials aptians, més o menys erosionats.

7) ~~Gènesi~~. Plataforma de carbonats, amb bon desenvolupament dels cinturons de bancs marginals d'alta energia (shoals).

La discontinuïtat finialbiana inferior (d11), com ja s'ha comentat, és de tipus subaeri, i estaria relacionada amb causes de tipus tectònic que provocarien el basculament de blocs i la formació de discordances als vorells de les conques. Sembla probable la correlació amb la discontinuïtat global del final de l'Albià inferior (103 MA), de tipus subaeri submarí, segons Haq et al. (1987). De vegades el contacte amb la seqüència detrítica suprajacent (seqüència deposicional de Benifassà) es realitza mitjançant una superfície ferruginitzada, perforada i amb acumulació i incrustació de fauna. Aquest fons endurit correspondria a una secció condensada una mica més tardana, probablement correlacionable amb la superfície de downlap de 101 MA de Haq et al. (1987). Aquest hard-ground és observable en molts punts: Santolea,

Jaganta, Benifassà i Godall entre altres, i ens indicaria el moment de màxima profunditat d'aigua i el màxim transgressiu.

8) Edat geològica. El contingut d'ammonits, compresos entre les zones de tardefurcata i mammillatum ens indica una edat de l'Albià inferior per la seqüència deposicional de Culla.

9) Referències bibliogràfiques. A part de les ja esmentades sobre la unitat: Marín (1964), Marín i Sornay (1971) i Canerot (1974).

#### 3.2.10.1. EL MEMBRE DE CALCÀRIES DE LA IGLESUELA.

1) Nom. Prové del poble de la Iglesiasuela (Baix Aragó), al vorell occidental de la conca del Maestrat.

2) Rang. Membre de la Fm. de Calcàries de Benassal. La definició queda justificada per les seves característiques litològiques i d'extensió geogràfica.

3) Antecedents històrics. Unitat de nova creació, només utilitzada abans per Salas (1983), Salas (1986b) i Salas et al. (1986a), de manera informal.

4) Estratotip i altres seccions de referència.

Estratotip: Tall de la Rambla de les Truchas a la Iglesiasuela, uns 2 km al S de la població. S'hi accedeix per la carretera de la Iglesiasuela a Vilafranca del Maestrat. Full 569 del MNE 1/50.000 (Mosqueruela) X=887 i Y=657.

5) Descripció. Son grainstones oolítico-bioclàstics, de tonalitats beig, amb intercalacions de wackestones nodulosos i trams margosos (més de 80 m). Els trams calcarenítics són els més ben desenvolupats i presenten una estratificació encreuada plana de baix angle ben marcada, i també laminació encreuada plana. Tota la unitat té una certa influència detrítica, però a la part inferior són més freqüents les intercalacions de gresos. A la base, en contacte amb les calcàries de la Fm. de Villarroya, s'observa una important acumulació de glauconita. També es poden observar superfícies de ferruginització que entapissen cicatrius. Els trams de wackestones nodulosos són rics en ostreïds, serpulïds i orbitolines i contenen colònies de coralls massissos hemisfèrics de fins a 25 cm. Els trams margosos, a més de la fauna citada, inclouen braquiòpodes i equínids irregulars.

6) Aspectes regionals. Aquesta unitat adquireix el seu màxim desenvolupament a la zona de la Iglesuela. Cap el N arriba fins el S de Cantavella, i cap el S passa lateralment a la Fm. Calcàries de Benassal. A la conca de Salou-Garrafa aquesta unitat també adquireix un bon desenvolupament, sobretot als sectors marginals.

7) Gènesi. Parts més externes i marginals d'una plataforma de carbonats amb bon desenvolupament de cinturons de bancs marginals d'alta energia (shoals).

8) Correlació amb altres unitats. El Mb. de Calcàries de la Iglesuela passa lateralment a la Fm. de Calcàries de Benassal (fig. 3.7).

9) Edat. Albiana inferior, deduïda per la seva posició estratigràfica.



10) Referències. Són totes les que s'han utilitzat al llarg de la definició de la seqüència deposicional de Culla.

### 3.2.11. LA SEQUÈNCIA DEPOSICIONAL DE TRAIQUERA, K 1.6 (ALBIA MITJA).

1) Nom. Deriva de la població de Traiguera, situada al Baix Maestrat.

2) Antecedents històrics. Es una unitat nova i que fou utilitzada abans, de manera informal, per Salas (1983), Salas (1986b) i Salas et al. (1986a), amb el nom de seqüència deposicional de Benifassà.

3) Definició general. La seqüència deposicional de l'Albià mitjà és formada bàsicament per sediments terrigènics, encara que es registren alguns episodis carbonatats, principalment a la base. El límit inferior és marcat per la discontinuïtat finialbiana inferior (d11) ja esmentada.

El límit superior és la discontinuïtat major del final de l'Albià mitjà, la qual determina també la fi de la superseqüència del Cretaci inferior. Aquesta discontinuïtat (D3) ve marcada per una erosió important, discordances angulars, i per l'entrada, també molt important, de materials siliciclàstics: les arenas de la Fm. d'Utrillas, que en nombroses zones marginals reposen sobre terrenys basculats i erosionats, de seqüències inferiors.

La seqüència deposicional de l'Albià mitjà consta pràcticament d'una sola unitat litostratigràfica, que ha rebut diferents noms segons la regió, però amb característiques litològiques força constants a tota l'àrea d'estudi. Es la Fm. de Lignits d'Escucha, la qual equival a la Fm. d'Argiles i Calcàries de Montmell (Robles, 1982) i a la unitat informal de les Argiles i Lignits de

Traiguera (Salas, 1983; Salas, 1986b; Salas et al., 1986a) (fig. 3.7). Aquesta seqüència deposicional aconseguix grau important de recobriment expansiu: penetra fins a zones molt marginals de les conques de la vora oriental d'Ibèria. Es comencen a sentir els efectes de l'activitat tectònica de l'etapa que Stille (1924) anomena fase àustrica. La reactivació del relleu de les terres emergides produeix una gran quantitat de sediments detrítics que envadeixen les plataformes de carbonats de l'Albià inferior. Aquestes entrades de materials terrigènics avorten la transgressió de l'Albià mitjà, malgrat l'ascens eustàtic del nivell del mar que sembla produir-se a nivell global per aquesta etapa (Haq et al., 1987). Els mecanismes de subsidència també semblen atenuar-se cap a la fi de la seqüència (vegi's capítol 6). Tot plegat condueix al rebliment de les conques del Cretaci inferior per sediments siliciclàstics, i així s'acaba el gran cicle sedimentari del Cretaci inferior.

#### 4) Estratotip i altres referències.

Estratotip: Tall de Cabezo de las Eras, al S d'Utrillas (vegi's 3.1.2.15.5), el qual és la secció tipus de la Fm. Escucha.

Hipostratotip: Tall dels Puntarrons a Traiguera (Baix Maestrat). Full 546 del MNE 1/50.000 (Ulldecona) X=935.2 i Y=664.8. Columna (31-22) 4100. Es designa aquesta secció de referència auxiliar a fi d'estendre la Fm. de Lignits d'Escucha des de la conca d'Aliaga-Penyagolosa a la del Maestrat.

#### Altres seccions de referència.

- Secció de la carretera del Convent de Benifassà, a la carretera de la Cènia a Fredes. Full 521 de MNE 1/50.000 (Beseit) X=928.4 i Y=681.7.

Descripció. A Traiguera, la seqüència deposicional de l'Albià mitjà és formada per una alternança d'argiles virolades amb passades sorrenques i de calcarenites arenoses, les quals esdevenen més gruixudes i freqüents cap a la part superior de la formació. En conjunt es tracta d'una seqüència negativa, pel que fa a la mida de gra i al gruix de les capes. Al mateix temps, però, és formada per seqüències negatives d'ordre menor. En molts indrets és característica la presència, a la base, d'un nivell de lignit, amb una potència màxima de 6 m. Aquests, lignits són explotats a molts llocs, a Andorra (Terol) i també ho havien estat a Herbers, als Ports de Beseit (mina Maruja) i a Traiguera. Els nivells inferiors d'aquesta unitat contenen fauna marina abundant, fauna litoral de mol·luscs i també algun ammonit com és ara: Douvilliceras monile (al límit entre les zones de dentatus i de mammillatum). Les capes de calcarenites sorrenques poden presentar dues fàcies. Una de cossos lenticulars amb bases erosives amb còdols tous i ostrèids, amb laminació encreuada plana o de solc. L'altra de cossos tabulars, amb bases planes, feblement erosives, i amb intercalacions lutítiques, sostres irregulars i que presenten laminació encreuada de solc o plana de petita a mitjana escala (fins a 200 m). Aquesta unitat, a Traiguera, es tallada brutalment per la base de les sorres de la Fm. d'Arenes d'Utrillas.

Al convent de Benifassà, la seqüència de l'Albià mitjà, es presenta en fàcies molt semblants a les de Traiguera. Però la seva gruixària ha disminuït considerablement a 50 m com a màxim.

L'equivalent lateral de les Argiles de Traiguera i de la Fm. de lignits d'Escucha a la conca de Salou-Garraf és la Fm. d'Argiles i calcarenites del Montmell (Robles, 1982, vegis's 3.1.1.10.1). Són alternances d'argiles micàcies rogenques amb passades de calcarenites amb orbitolines, de tonalitats ocre rogenques. També hi ha intercalacions ferruginoses i sorrenques. La fauna



és formada per orbitolines, mol.luscs, equinoderms, rudistes i coralls, principalment. Entre les orbitolines cal destacar: Orbitolina texana, Simplorbitolina manasi i Neorbitolina conulus. També s'hi han recollit alguns ammonits com Platikmeniceras <sup>5</sup>ba~~u~~sei.

Al sector de Salomó, tan al tall de la via del ferrocarril de Picamoixons a St. Vicens de Calders, com a la pedrera del Mas del Cardenal, la seqüència deposicional de l'Albià mitjà es presenta amb una fàcies que recorda més a la Fm. Escucha que a la Fm. Montmell. Solé de Porta (1982) hi ha reconegut una flora esporopolínica molt característica a les dues localitats. Aquesta té moltes afinitats amb la recollida a Traiguera (Cabanès i Solé de Porta, 1986).

6) Aspectes regionals. La seqüència deposicional de l'Albià mitjà o de Traiguera, es troba ben desenvolupada a tot l'àmbit estudiat. A la conca del Maestrat, és a Traiguera on adquireix la màxima importància, però també és ben representada a la Serra de la Pietat, als Ports de Beseit (escata de la mina Maruja) i a la Tinença de Benifassà, pel que fa el vorell oriental de la conca. Pel N, té un bon desenvolupament a Santolea i Castellote. A la conca d'Olite adquireix un gran gruix i és explotada pels seus lignits a la zona d'Ariño i Andorra. A la conca d'Aliaga-Penyagolosa, s'estén per tota la part septentrional, on es troba molt ben desenvolupada, especialment a l'àrea d'Aliaga i Utrillas, on els lignits de la Fm. d'Escucha són molt explotats.

Com ja s'ha dit abans, la seqüència deposicional de l'Albià mitjà o de Traiguera consta de dues unitats litostratigràfiques equivalents: la Fm. de lignits d'Escucha i la Fm. d'argiles de i calcàries del Montmell. Ardèvol (1983), va suggerir que la formació d'argiles de Traiguera no equivalia totalment a la Fm. de lignits d'Escucha, si no que equivalia només als dos membres superiors. Seguint aquest mateix criteri, aquest mateix autor va



proposar la creació de la nova unitat litostratigràfica de Traiguera, i la va utilitzar informalment. Posteriorment Salas (1986b) la continua utilitzant en el mateix sentit. Actualment hi ha evidències que les Argiles de Traiguera corresponen exactament a la Fm. de Lignits d'Escucha. L'única diferència està en què a Traiguera, la formació es disposa sobre la seqüència deposicional de l'Albià inferior, mentre a Escucha descansa sobre la seqüència deposicional aptiana.

7) **Gènesi.** En conjunt, la seqüència deposicional de l'Albià mitjà s'ha interpretat com els dipòsits d'un sistema deltaic progradant dominat per les mareas.

8) **Edat.** Albià mitjà, deduída del contingut en ammonits i orbitolínids.

9) **Referències bibliogràfiques.** A part de les citades al llarg de la definició de la unitat cal afegir: Aguilar, Ramírez del Pozo i Riba (1971), Canerot (1974), Cervera, Pardo i Villena (1976), Pardo i Villena (1979), Pardo (1979).

### 3.3. UNITATS BIOSTRATIGRAFÍQUES ADOPTADES I DEFINIDES EN AQUEST TREBALL.

En aquest apartat es resumeixen breument les biozonacions que s'han utilitzat a l'hora de datar les unitats estratigràfiques. Menys per les algues carofícies, les altres són totes fetes per a altres conques i fins i tot per a altres regions, amb el corresponent marge d'error que això pot comportar. El principal problema que hi ha a l'hora de treballar amb sediments marins són de conques intracontinentals, dipositats en mars epicontinentals, és la gran abundància d'organismes bentònics, els quals són sempre molt lligats a les

fàcies. Per contra, la pobresa de planctònics és manifesta, especialment pel que fa als ammonítids. Com és sabut les biozonacions més fiables són fetes amb ammonits i a l'àrea que comprèn aquest estudi tan sols són relativament abundants en tres moments: 1) Oxfordià-Kimmeridgià inferior, 2) Hauterivià superior, i 3) Aptià inferior no basal. En aquestes tres etapes es registren les situacions més transgressives, amb sediments carbonàtics marins d'aigües més profundes, en comparació a la resta del registre sedimentari, integrat majoritàriament per carbonats marins d'aigües somes. Malgrat la palesa pobresa general d'ammonits, hi ha també alguna etapa en què la seva presència no és estranya, encara que no siguin abundants, tal és el cas de l'interval Aptià-Albià mitjà.

Fóra dels intervals de temps senyalats, i especialment pel que fa a: 1) Kimmeridgià superior-Valanginià, 2) Barremià i 3) Aptià basal, s'han hagut d'utilitzar biozonacions de foraminífers bentònics, orbitolínids, algues calcàries marines i algues carofícies. La biozonació d'algues carofícies és feta i definida per la conca del Maestrat (Martín-Closas i Salas, 1987), mentre que les altres han estat fetes per altres conques, o pretenen tenir un valor més o menys global.

### 3.3.1. LES BIOZONACIONES D'AMMONITS

#### 3.3.1.1. LES BIOZONACIONES DELS AMMONITS JURÀSSICS

Pels terrenys juràssics s'han utilitzat dues biozonacions, ambdues establertes a la Serralada Ibèrica, i concretament pel sector de la branca aragonesa (Melendez et al., 1984; Atrops i Melendez, 1984). De manera

sintètica són definides a la taula de la fig. 3.20. Els ammonits juràssics han estat classificats pel Dr. Guillermo Meléndez de la Universitat de Saragossa.

### 3.3.1.2. LES BIOZONACIONS DELS AMMONITS CRETACIS.

Com ja s'ha dit abans, durant el Cretaci hi ha dues etapes riques en aquests fòssils: l'Hauterivià i l'Aptià inferior no basal. Pels terrenys hauterivians s'ha utilitzat la biozonació de Busnardo i Thieuloy (1976), establerta per la Mesogea (fig. 3.21). Pel que fa als terrenys aptians i albiàns s'ha fet servir la biozonació de Casey (1961) (fig. 3.22). La taula de la fig. 3.22 té la particularitat de presentar cada biozonació amb la seva durada de temps absoluta. Els intervals de temps, de cada biozona s'han obtingut de la taula de Haq et al. (1987). La taula que es presenta inclou també la repartició estratigràfica de les espècies per biozones. Aquestes formes són: d'una part, les recollides directament sobre el terreny durant la realització d'aquest treball, i d'altra, la revisió de les col·leccions del Museu del Seminari de Barcelona pels jaciments de l'àrea estudiada. La classificació dels ammonits cretàcis i la revisió de les col·leccions del Museu del Seminari de Barcelona, han estat fetes pel Dr. Ricard Martínez, de la Universitat Autònoma de Barcelona.

La presència de Crioceratites gr. noali i Crioceratites gr. durali, senyalen l'edat d'Hauterivià, ambdòs recollits a la Fm. de Margues i Calcàries de La Gaita. Però l'associació amb Paracrioceras sp. (zones de ligatus-angulicostata), ens precisen una edat d'Hauterivià superior per aquesta unitat, o al menys per la seva part alta, d'on han estat recollits els fòssils esmentats. Aquestes formes han sigut classificades igualment pel Dr. Ricard Martínez.

### 3.3.2. LA BIOZONACIO DELS FORAMINIFERS BENTONICS.

Per l'interval Kimmeridgià superior-Berriasià, amb les fàcies restringides sense ammonits, s'ha fet servir la biozonació proposada per Hottinger (1971) per a l'àrea mediterrània (fig. 3.23).

### 3.3.3. LA BIOZONACIO DELS ORBITOLINIDS.

Emprada per tot el Cretaci inferior, ha estat especialment útil en aquells trams de fàcies marines somes sense ammonits, com el Valanginià i el Barremià. S'ha utilitzat el treball de Schroeder i Cherchi (1981) i la biozonació d'orbitolínids de Schroeder (fig. 3.24, 3.25),. En alguns casos ha estat possible la correlació de determinades formes d'orbitolínids amb formes d'ammonits.

### 3.3.4. LA BIOZONACIO D'ALGUES CALCÀRIES MARINES.

Molt útil pel Cretaci inferior i la part alta del Malm, des del Portlandià. S'ha basat en les biozonacions de Canerot (1979) i Canerot et al. (1982) (fig. 3.26, 3.27).

### 3.3.5. LA BIOZONACIO D'ALGUES CAROFÍCIES.

Establerta per Martín-Closas i Salas (1987) a la conca del Maestrat. Ha resultat bàsica per poder arribar a la correlació de les fàcies marginals, de carbonats continentals d'aigua dolça, amb les fàcies marines. Especialment per



l'interval Berriasià-Barremià, amb gran desenvolupament dels carbonats continentals (fig. 3.28).

### 3.3.6. LES ASSOCIACIONS ESPORO-POL.LINIQUES.

Des dels primers treballs de Medus i Pons (1967) i de Medus (1970), en els quals s'analitzaven mostres procedents de la conca del Maestrat, l'àrea d'aquest estudi ha estat centre d'interès per aquests tipus de treballs. Posteriorment, Boulouard i Canerot (1970), estudien el contingut pol.línic de l'interval Aptià superior-Albià a les localitats d'Utrillas, el Convent de Benifassà i Traiguera. Aquests autors situen els lignits d'Utrilles (Fm. Escucha) al límit Aptià superior-Albià, mentre que al Convent de Benifassa diuen que el mateix límit seria dins de la Fm. d'Escucha, per sobre del nivell de lignits. A la localitat de Traiguera, daten la Fm. d'Escucha com albiana superior. De ser això cert, la Fm. de lignits d'Escucha seria clarament diacrònica entre la secció tipus (Albià basal) i la secció de referència de Traiguera (Albià superior).

Des de 1982, la Dra. Nùria Solé de Porta de la Universitat de Barcelona està treballant en les associacions esporo-pol.líniques de les formacions cretàiques dels Catalànids i de la Serralada Ibèrica oriental. Solé de Porta (1982), estudia els talls de la via fèrria de Salomó i de Mas del Cardenal, ambdós de la Fm. Lignits d'Escucha, pels quals dedueix una edat d'Albià inferior-mitjà. Posteriorment, l'estudi del tall de Traiguera, de la mateixa formació (Cabanès i Solé de Porta, 1986), també dona la mateixa edat albiana inferior-mitjana, la qual ve confirmada per la presència de l'ammonit: Douvilleiceras monile (límit de les zones de dentatus i mammillatum). Darrerament l'estudi de diverses mostres del sector de Benassal (Solé de Porta i García Conesa, 1987), confirma la mateixa edat per la Fm. de Lignits

d'Escucha (part alta de l'Albià inferior i la base de l'Albià mitjà). A la vegada de l'estudi de mostres de la Fm. de Calcàries de Benassal a la seva localitat tipus, obtenen una edat d'Albià inferior, confirmada, a més per, la presència de l'ammonit: Hypocathoplites milletioides (zona de Tardefurcata).

#### 3.4. CORRELACIÓ DE LES UNITATS ESTRATIGRÀFIQUES.

Encara que la relació entre les diverses unitats estratigràfiques s'hagi anat explicant al llarg de les definicions de les unitats, s'ha cregut convenient exposar-la, a més, de forma gràfica. Els gràfics fan sempre més comprensibles les correlacions i reflecteixen de forma més clara i concreta la situació geogràfica relativa dels punts on s'han obtingut les dades. L'expressió gràfica de la correlació estratigràfica és la millor manera de resumir i donar les conclusions del capítol d'estratigrafia.

El gràfic de correlació més sintètic es el quadre de correlació (fig. 3.7) que relacionaria totes les unitats estratigràfiques utilitzades per tot l'àmbit estudiat. S'hi ha anat fent referència, molt sovint, a l'anar definint les diverses unitats estratigràfiques. L'escala vertical d'aquest quadre es una escala temporal. Segons Harland et al. (1982), a fi de poder apreciar les llacunes estratigràfiques associades a determinades discontinuïtats.

Al sector dels Catalànids, i concretament a la conca de Salou-Garrafa, s'ha fet una correlació de columnes a temps equivalents, a fi i efecte de ressaltar, també, les llacunes estratigràfiques. Aquesta correlació complementa i detalla el quadre sinòptic de correlació general, i posa de manifest les importants llacunes estratigràfiques que hi ha en relació a les discontinuïtats majors (fig. 3.29).

El tall de correlació general (fig. 3.30) s'ha realitzat correlant les discontinuïtats límits de les diverses seqüències deposicionals. El datum és la base de la Fm. d'Arenes d'Utrillas. En aquest gràfic es poden observar ràpidament les variacions de gruixària de les unitats i les seves relacions laterals i de onlap relatiu. De manera molt general també s'hi ha indicat l'ambient deposicional de les unitats. Tot plegat permet de visualitzar, d'un cop d'ull, els principals alts paleogeogràfics, la distribució de conques i depocentres sedimentaris i el repartiment dels principals tipus de sediments segons el medi deposicional. La fig. 3.31 pretén sintetitzar la distribució de conques sedimentàries durant el Cretaci inferior i que, en certa manera, s'han deduït del tall de correlació general. Per la conca del Maestrat, la més important de l'àmbit estudiat, s'ha fet un altre tall de correlació, amb els mateixos criteris que el general, però canviant l'orientació. Aquest gràfic permet apreciar com les diverses unitats estratigràfiques també s'atasonen cap el N, cap a l'alt del Massís de l'Ebre. També s'observen molt bé els diferents graus de recobriments expansius entre ells (fig. 3.32). I, igualment, ens mostra la distribució de les principals fàcies deposicionals al llarg del reblliment de la conca.

### 3.5. RELACIONS ENTRE LES SEQUÈNCIES DEPOSICIONALS I ELS CANVIS RELATIUS DEL NIVELL DEL MAR.

Les seqüències deposicionals estan relacionades amb canvis relatius del nivells del mar (Vail et al., 1977). Mitjançant l'anàlisi de l'onlap i toplap costaners, i la migració cap a la conca de l'onlap costaner, és possible reconstruir cicles de moviments relatius del nivell del mar (Vail et al., 1977). Un interval de temps durant el qual té lloc un ascens relatiu del nivell del mar, rep el nom de cicle de canvi relatiu del nivell del mar.



Jeràrquicament es poden diferenciar supercicles, cicles i paracicles, els quals reflecteixen canvis relatius del nivell del mar de diferents ordres de magnitud. Tots aquests cicles no són cicles eustàtics, i les corbes que poden obtenir-se de ciclicitat no són corbes eustàtiques, si no que serien corbes de canvis relatius de l'onlap costaner. Per convertir-les en corbes eustàtiques es precis introduir una sèrie de factors de conversió, entre els quals hi juga un paper important l'avaluació de la subsidència tectònica local. La construcció d'una corba de canvis relatius de l'onlap costaner per l'àmbit estudiat va ser feta per Salas (1977) (fig. 3.34). Les relacions entre els diferents tipus de discontinuïtats i les seccions condensades submarines amb les variacions eustàtiques del nivell del mar són estudiades per Vail et al. (1984) (fig. 3.35). Els mateixos autors també analitzen la relació que hi ha entre els tipus de límits discontinus de les seqüències deposicionals, els canvis relatius de l'onlap costaner, canvis relatius del nivells del mar, transgressió-regressió i seccions condensades submarines amb canvis eustàtics del nivell del mar i subsidència tectònica (fig. 3.36). El paradigma elaborat per Vail et al. (1984), ha estat utilitzat com a base teòrica de l'anàlisi estratigràfica realitzada en aquest treball.

Recentment, Haq, Hardenbol i Vail (1987) han publicat un treball molt important sobre les fluctuacions del nivell del mar durant el Mesozoic i el Terciari. Les variacions eustàtiques calculades del nivell del mar són correlades amb seqüències deposicionals, les seves discontinuïtats límits, seccions condensades, cicles, unitats biostratigràfiques, cronostratigràfiques, megnetostratigràfiques i temps absoluts. Per acabar el capítol d'estratigrafia, s'assaja de correlar les seqüències deposicionals, amb els seus límits, i les seccions condensades de l'àmbit estudiat, amb les esmentades taules de Haq et al. (1987) (fig. 3.37).



#### 4. ANALISI DE FACIES I AMBIENTS DE SEDIMENTACIO.

##### 4.1. INTRODUCCIO.

En aquest capítol s'estudien les diferents fàcies, amb les seves associacions i seqüències, i llurs relacions amb els ambients de sedimentació. El concepte de fàcies que s'utilitza és el dels geòlegs anglosaxons, els quals consideren les fàcies com un cos de roca, o un conjunt de roques amb característiques específiques (Selley, 1980; Reading, 1986). Quan es tracta de roques sedimentàries es defineixen en base a: color, estratificació, composició, texturals, fòssils i estructures sedimentàries.

Per a cada seqüència deposicional, després d'analitzar les principals seqüències i associacions de fàcies, s'interpreten els ambients deposicionals i s'integren tots ells en un model deposicional. Els sistemes deposicionals majoritaris són les plataformes de carbonats. En aquest treball, s'utilitza la terminologia emprada per Read (1982, 1985) per tot el que fa referència als

tipus de plataformes de carbonats. L'important conjunt de treballs que aplega la memòria sobre carbonats de l'A.A.P.G., editada per Scholle et al. (1983), ha estat d'una gran utilitat a l'hora de la interpretació dels ambients sedimentaris. Igualment ho ha estat el volum especial de Marine Geology sobre plataformes de carbonats i marges passius, editat per Cita i Ryan (1981). El bon recull sobre ambients sedimentaris i fàcies editat per Reading (1986) també ha estat de gran ajut. Finalment, també s'ha utilitzat, com a manual general, el recull de models de fàcies editat per Walker (1984). Hi ha dues obres clàssiques que no es pot deixar de mencionar en aquesta introducció, tant per la seva pròpia importància, com pels seus ensenyaments, són: el famós llibre del Professor Bathurst (1975) sobre la sedimentació i la diagènesi de les roques carbonatades, i la important aportació de Wilson (1975) al coneixement dels carbonats al llarg dels temps geològics. Els treballs més concrets sobre algun tema o qüestió específica són citats directament en cada cas.

En segon lloc, després dels carbonats, també són importants els sistemes deposicionals costaners siliciclàstics, dipositats en dues etapes regressives significatives, a l'Aptià basal i l'Albià mitjà.

## 4.2. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL D'EJULVE, J3.1 (OXFORDIA).

### 4.2.1. FACIES DE PACKSTONES I GRAINSTONES.

Són formades per grans molt consolidats, i arrodonits lleugerament, de 2-6 mm de diàmetre. La majoria d'aquests pel·loides provenen probablement de la micritització de fragments esquelètics. Aquests, són constituïts majoritàriament per restes de mol·luscs, equínids, tubs d'anèlids, algues

calcàries, ostràcodes i foraminífers bentònics. En menor proporció, també s'hi reconeixen: foraminífers planctònics (protoglobigerínids), ammoníds i espícules d'esponges. Normalment formen cossos d'estratificació ben definida de l'ordre de 2-6 m; excepcionalment al sector de Tivissa arriben als 40 m de gruixària (Mb. de Calcàries de la ~~Serra~~<sup>Serra</sup> de la Creu). S'interpreten com el registre de bancs marginals d'alta energia (shoals), els quals se situarien en sectors adjacents a la costa i progradarien per sobre de les fàcies subjacents, més distals o obertes.

#### 4.2.2. FACIES DE WAKESTONES D'ESPONGES I AMMONITS.

El component esquelètic principal són grans fragments d'espongiaris, els quals moltes vegades poden conservar-se sencers, amb morfologies planes i en forma de copa. En algunes localitats poden arribar a formar petites construccions amb molt de fang (bafflestones) de fins 1 m d'alçada i poca continuïtat lateral. Constitueixen cossos de 1.5 a 4 m, sempre en posició subjacent a les fàcies granosuportades. També contenen ammonits, equínids, filaments, protoglobigerines i radiolaris. La presència de glauconita pot arribar a ser important. Aquesta fàcies s'interpreta com dipositada en els sectors oberts d'una plataforma de carbonats, concretament de tipus rampa, de la qual formarien la seva part proximal.

#### 4.2.3. FACIES DE MUDSTONES DE PROTOGLOBIGERINES.

Constituïdes bàsicament per trams micrítics de (1.5-10 m), amb estratificació de decimètrica a centimètrica. Bastant pobres en fauna, amb fantasmes d'organismes difícils d'identificar i protoglobigerines. La gran

quantitat de fang i la presència de foraminífers planctònics indiquen que es tractaria de sediments oberts i dipositats en zones tranquil·les d'una plataforma de carbonats. Serien els sediments més distals o de rampa distal de la plataforma oxfordiana.

#### 4.2.4. MODEL DEPOSICIONAL.

Les tres fàcies descrites es solen trobar juntes en moltes ocasions constituint la Fm. de Iátova, i ordenades verticalment en seqüències de somerització (shallowing-upwards). Els mudstones de protoglobigerines ocupen la part basal de la seqüència i les calcarenites són el terme superior. La repetició d'aquesta seqüència sol ser de dos o tres cicles; localment pot faltar algun des tres termes, encara que la ciclicitat acostuma a estar ben marcada i ser força constant. Excepcionalment a Tivissa, només hi ha les fàcies calcarenítiques, i per cert molt potents, el qual voldria significar que la Serra de la Creu de Tivissa es situaria en un sector marginal de la plataforma de carbonats oxfordiana.

La gran extensió lateral (més de 100 km) i la homogeneïtat de les fàcies descrites, així com la falta de slumps o de dipòsits de talús que puguin indicar l'existència de pendents deposicionals, semblen encaminar la interpretació cap a una plataforma de carbonats de tipus rampa homoclinal. Aquesta plataforma s'obriria cap al Sud, i cal suposar que progradaria en down-lap sobre la secció condensada de l'òblit ferruginós superior, la important superfície de condensació de la base de l'Oxfordià. Encara que s'hagin trobat indicis d'aquest tipus de relació geomètrica de límit inferior, cal buscar afloraments nous i millors per verificar la seva existència (fig. 4.1).



#### 4.3. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE VISTABELLA, J3.2 (KIMMERIDGIA INFERIOR).

##### 4.3.1. FACIES DE MARGUES FOSQUES.

Aquesta fàcies correspon a la Fm. de Sot de Xera (vegi's 3.1.2.8). Les margues amb mudstones argilosos i alguna intercalació sorrenca, s'haurien dipositat en un ambient sedimentari marí d'aigües poc agitades. Aquestes fàcies es va enriquir en quars cap al vorell de la conca, cap al Massís de l'Ebre, i passa lateralment i vertical a les calcàries clarament marines de la Fm. de Polpís. La fauna de la fàcies de margues fosques és majoritàriament marina, però també hi ha barrejats restes vegetals en una proporció considerable.

El caracter terrigènic del sediment, el contingut fòssil, i les relacions amb les fàcies adjacents, decantarien la interpretació cap a considerar aquesta fàcies margosa com dipositada en un medi de prodelta. A la secció de Ràfels, a l'escata de la Ginebrosa, les margues de prodelta es disposen sobre la superfície de condensació del Kimmeridgià basal (fig. 3.8, 3.36). Aquesta relació indicaria la progradació dels sistemes deltaics, i de plataformes de carbonats adjacents, com resposta a la pujada relativa i significativa del nivell del mar durant la seqüència deposicional de Vistabella (Kimmeridgià inferior J3.2).

##### 4.3.2. FACIES DE MUDSTONES.

Són formades per calcàries micrítiques grises i blau fosques, sovint limolítiques, amb algunes passades de wackestones. Molt riques en nòduls de pirita. Les capes són primes (cm-dm), amb contactes ben definits i quasi

paral·lels. Als interestrats es poden trobar capetes molt primes de margues . Algunes capes, d'ordre decimètric, tenen estructura turbidítica, amb fragments de fòssils (braquiòpodes, mol·luscs, equínids, ...) clarament desorganitzats i amb evidències d'acumulació. Per sobre vénen mudstones, que poden conservar la laminació, de vegades encreuada al sostre. L'apilament d'aquests bancs micrítics dona una impressió de ritmicitat, amb una certa tendència a formar seqüències menors estratocreixents. Aquestes fàcies, al Coll del Vidre, presenten bons exemples de slumps, amb plects d'ordre mètric en forma de genoll. Corresponen a una part de la Fm. de Polpís (vegi's 3.2.3.2).

Aquestes fàcies s'han interpretat com carbonats profunds de plataforma, la qual en aquest cas al ser una rampa es diuen, tot just, de rampa. S'haurien originat per la <sup>de</sup> ~~exposició~~ de fang calcari que es posaria en suspensió, procedent de les zones de producció de carbonats, més sores, de la plataforma (rampa). Però a part de la simple suspensió, també es produirien mecanismes de suspensions turbulentes, les quals donarien lloc a les seqüències turbidítiques. Aquestes estarien probablement en relació amb corrents turbidítics de baixa densitat (Lowe, 1982).

#### 4.3.3. FACIES DE MUDSTONES AMB TRUNCACIONS I ESCULLS.

Aquesta fàcies presenta moltes característiques de la anterior, això no obstant. Se'n diferencia per: (i) major nombre de seqüències turbidítiques, (ii) presència de grans slumps rotacionals, i (iii) construccions esculloses d'esponges. Aquesta fàcies també forma part de la Fm. de Calcàries de Polpís (vegi's 3.2.3.2).

Les esllavisades submarines de tongades de sediment encara tendre, són bastant freqüents, sovint del tipus rotacional amb truncacions, més que de plec. Aquestes poden ser de fins a 10 ~~X~~m de gruix i d'algunes desenes de metres d'amplada (vegi's Salas, 1986a, fig, 261).

Els esculls són bafflestones d'esponges de geometria biohermal (fins a 50 m de gruix), sobre els quals s'atasconen les capes de les fàcies adjacents fangoses. Aquestes esponges han sofert posterior silicificació per transformacions diagenètiques. El sediment d'aquests esculls, igual que el de les fàcies adjacents, és ric en Saccocones<sup>ma</sup> i foraminífers planctònics. Alguns trams del sediment de fora dels esculls, presenten laminació ben desenvolupada quan la bioturbació ha estat poc important o nul·la.

Aquesta fàcies s'interpreta com de talús d'una rampa distalment accentuada (distally steepened ramp), amb la típica sedimentació rítmica d'estratificació prima de mudstones limolítics de periplataforma. Els esculls de fang i esponges ocuparien el sector més extern de la rampa, en trànsit al talús.

#### 4.3.4. FACIES DE MARGUES I MARGOCALCÀRIES FULLOSES.

Es tracta d'una associació de fàcies en la qual es poden diferenciar les següents fàcies elementals:

a) Mudstones grisos. Amb estratificació de decimètrica a mètrica, la fauna és d'ammonits, braquiòpodes, petits bivalves, ..., i fragments de tubs de serpúlids. Els bioclastos apareixen com flotant dins de la matriu micrítica i presenten ordenació granodecreixent, sovint amb tendència a formar línies o

bandes, sobretot els tubs de cucs. Tots aquests detalls ens indicarien que els bioclastos estarien retreballats, i s'acumularien damunt de determinades superfícies que donarien les distribucions lineals. Però en el cas de les seqüències granodecreixents, fan pensar més en seqüències turbidítiques; la bioturbació hi és present normalment.

b) Mudstones laminats. Gris fosc, amb alteracions a beig-groguenc. Pràcticament azoics.

c) Margocalcàries laminades. De color blau fosc, amb alteracions a tonalitats més clares. La laminació pot arribar a ser molt intensa, d'ordre mil·limètric, conferint a la roca un aspecte fullós característic. Contenen motlles de petits bivalves: Garvillella, epifauna filtradora de suspensions i restes de crinoïdeus.

d) Mudstones laminats foscos i bandes beig. Que corresponen a zones força bioturbades, amb la total destrucció de la laminació. Aquesta successió vertical de bandes bioturbades beig / laminació, suggereix l'alternança d'etapes amb condicions més oxigenades i episodis restringits d'empobriment d'oxigen.

En resum, es poden classificar totes aquestes fàcies en dos grans grups: (i) fàcies normals i (ii) fàcies restringides. Les primeres englobarien les fàcies de tipus (a) amb bona bioturbació. El segon grup abastaria la resta. En el cas de les fàcies tipus (d), les condicions reductores s'alternarien o es desplaçarien en determinats moments, permetent la instal·lació d'infauna bioturbadora del sediment ric en matèria orgànica. El contingut de carboni orgànic total (COT) arriba, en superfície, a ser de l'ordre de 1.2. Aquestes fàcies anòxiques de la Fm. del Mas d'Ascla han estat qüestionades com la possible roca mare del petroli del Camp d'Amposta (Albaigés et al., 1986).



El conjunt d'aquestes fàcies (fig. 4.2) correspon a la Fm. de les Margues d'Ascla (vegi's 3.2.3.3), la qual tan sols aflora en una zona reduïda de la Conca del Maestrat, entre la Salzedella i Sta. Magdalena de Polpís, depocentre en aquesta etapa i centre de la conca. S'han interpretat com a dipòsits de conca, amb aigües tranquil·les i episodis anòxics. Aquestes condicions restringides impedirien l'establiment de qualsevol tipus de fauna bentònica. Potser no cal pensar en una conca sense cap comunicació amb el mar obert. Només fa falta que es donin, prop del fons, condicions anaeròbiques, a partir d'una determinada profunditat.

#### 4.3.5. MODEL DEPOSICIONAL,

El model deposicional per a aquesta etapa és d'una plataforma extensa, del tipus de rampa distalment accentuada o amb ruptura de pendent distal (distally steepened ramp) de més de 100 km de longitud (fig, 4.3). Els sectors marginals serien ocupats pels sediments detrítics de prodelta de la Fm. Sot de Xera (fàcies de margues fosques). Les fàcies de rampa i de talús estarien constituïdes pels carbonats de la Fm. de Polpís (fàcies de mudstones i de mudstones amb truncacions i esculls). Finalment, els sediments de conca els formarien les fàcies margoses i de margocalcàries fulloses de la Fm. del Mas d'Ascla.

#### 4.4. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE LA SALZEDILLA, J3.3 (KIMMERIDGIA SUPERIOR-BERRIASIA).

##### 4.4.1. FACIES DE MUDSTONES I DOLOMIES LAMINADES.

S'ordenen en seqüències de somerització fangoses (muddy) de fins a 3 cm de gruixària, i que s'interpreten com a seqüències d'esplanada mareal carbonatada. Es poden distingir les següents fàcies:

a) Packstones i wackestones, de foraminífers bentònics, dasicladals i fragments de mol.luscs,... Alguns d'aquests bancs (fins a 1 m) presenten bases erosives amb acumulació d'intraclastos i oncòlits, les quals podrien ser interpretades com el dipòsit de canals molt laxes (fig. 4.4). En conjunt, es tractaria de les fàcies amb caràcter més submareal del sistema (fàcies SM, fig. 4.4).

b) Mudstones laminats, amb porositat fenestral, els quals poden estar molt biotorbats amb la destrucció de la laminació original. Són formats per laminacions planes i molt tènues d'ordre mil.limètric. No s'han trobat motlles d'evaporites. Localment, aquestes fàcies presenten laminació encreuada de ripple. S'han interpretat com laminacions criptalgals produïdes per l'activitat de cianobacteris (fàcies I i SMr, fig. 4.4) en medis inter-supramareals.

c) Marques noduloses, amb senyals d'edafització i traces d'arrels. Alguns nivells són molt rics en oogonis d'algues carofícies. Correspondrien als medis supramareals, dipositats en sistemes d'aiguamolls (fàcies Ms, fig. 4.4).

e) Oncòlits i grainstones, en llentilles de base erosiva i continuïtat lateral d'alguns metres. A la base, es disposa un lag d'intraclastos de fragments de fàcies laminades adjacents (flat pebbles), i per sobre importants acumulacions d'oncòlits que superiorment passen a grainstones bioclàstics. Aquests cossos fusiformes reblerts amb textures granosuportades s'han interpretat com a canals de marea (fig. 4.4.1).

Aquestes fàcies d'esplanada mareal carbonatada corresponen a la Fm. de Calcàries i dolomies de La Pleta, i tenen una gran extensió. Ocuparien un ampli sector marginal de la plataforma kimmeridgiana superior-berriasiana (fig. 4.7). Des del Coll de Querol cap a l'W es poden reconèixer a totes les conques, fins a Garraf, on hi ha la localitat tipus de la unitat.

#### 4.4.2. FACIES DE MUDSTONES, WACKESTONES I MARGUES.

Constitueixen sempre els termes basals de seqüències de somerització d'alta energia, les quals acabarien amb paquets de grainstones (fig. 4.5). Són wackestones i mudstones de foraminífers bentònics, mol.luscs, algues calcàries, alguna resta vegetal i abundant bioturbació (fins a 12 m). Els ostrèids hi poden arribar a ser particularment abundants, i també les dasicladals. Les intercalacions margoses (2-4 m) contenen mol.luscs i oogonis de carofícies i al sector de la Salzedella poden arribar a ser més importants (més de 10 m). Aquestes fàcies s'han interpretat com dipòsits de lagoon, que es trobarien protegits darrera dels complexos de barreres (fig. 4.7).

#### 4.4.3. FACIES CALCARENITIQUES.

Són formades per grainstones i packstones oolítico-bioclàstics, mol·luscs, foraminífers bentònics, algues calcàries, ... pel·lets, oncòlits. Solen presentar-se quasi sempre com els termes superiors de seqüències de somerització d'alta energia (grainy) (fig. 4.5), encara que, en alguns sectors, aquestes seqüències poden acabar amb fàcies de mudstones laminats i porositat fenestral, els quals reflectirien episodis supra-intermareals (fig. 4.6) al final dels cicles de somerització. Aquests cossos calcarenítics (més de 10 m) s'interpreten com a bancs marginals (shoals) que barrarien a una zona més protegida de la plataforma o del lagoon (fig. 4.7).

#### 4.4.4. FACIES DE WACKESTONES DE CALPIONELLA.

Més cap al SW, al sector de les Coves de Vinromà, les fàcies de complexos de bancs bioclàstics passen a fàcies de plataforma oberta, amb wackestones de Calpionella (C.alpina) i tintínids. Aquestes fàcies correspondrien a medis de plataforma oberta i més profunda.

#### 4.4.5. MODEL DEPOSITIONAL.

Durant la seqüència deposicional de la Salzedella (Kimmeridgià superior-Berriasià) s'instal·la un tipus de plataforma soma amb medis deposicionals molt ben diferenciats. Per la distribució de fàcies que presenta podria estar relacionada amb el tipus de rampa homoclinal (Read, 1985). Extenses esplanades de marea (Fm. de Calcàries i dolomies de La Pleta) (fig. 4.5,3), parcialment dolomititzades, són limitades per complexos barrera de



bancs marginals calcarenítics (Fm. de calcàries de Bovalar) (fig. 4.7,2) amb les fàcies associades de lagoon. Els shoals, cap a el cantó de mar, passen a fàcies més obertes de Calpionella (fig. 4.7,1).

#### 4.5. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE VALLIVANA, J3.4 (VALANGINIA).

##### 4.5.1. FACIES DE WACKESTONES I MARGUES NODULOSES.

Són formades per l'alternança de les dues litologies amb successions de 50 m al Massís de Garraf i de 75 m al Pantà de la <sup>S</sup>ènia (els Mangraners):

a) wackestones, en paquets de contactes irregulars (de 1-6 m) entre els estrats d'ordre decimètric. Contenen algues carofícies, coated grains, gasteròpodes, ostràcodes i intraclastos blancs i negres. El sostre dels bancs és rubefactat i alterat. La part superior dels bancs està dolomititzada (dolmicrosparita) i molt sovint presenta marmoritzacions. S'interpreten com calcàries d'aigua dolça dipositades en zones (lacustres) d'aiguamolls.

b) Marques noduloses, en nivells de només un metre de gruixària. Es disposen sempre per sobre dels termes de wackestones amb un contacte net, a través de la superfície ferruginitzada, mentre que el contacte amb el banc suprajacent és transicional (fig. 4.7, 4.8). Aquesta fàcies s'interpreta com a típica de processos edàfics, en relació molt probablement amb el desenvolupament de sòls hidromorfs, amb nòduls de carbonats i concrecions ferruginoses.

L'associació d'aquestes dues fàcies marcaria una alternança de ritmes edàfics-hidromorfs i lacustres, dins del context d'un complex d'aiguamolls carbonatats (carbonate swamp), els quals vorejarien els sectors interns de les

entrades de mar o badies. Aquestes fàcies corresponen a la Fm. de calcàries i margues dels Mangraners.

#### 4.5.2. FACIES DE GRESOS I CALCÀRIES.

Són formades per l'associació de quatre fàcies principals, la qual constitueix la Fm. de Gresos del barranc d'En Siroll:

a) Marques noduloses, amb traces d'arrels i senyals d'edafització. S'interpreten com a sòls hidromorfs de medis supramareals.

b) Mudstones laminats, amb porositat fenestral, amb passades de episodis primis d'intraclastos plans. S'han interpretat com laminacions criptalgals produïdes per l'activitat de cianobacteris en medis inter-supramareals. Les passades d'intraclastos plans serien fragments de la mateixa fàcies arrencats i dipositats per acció de les tempestes.

c) Gresos, amb bed forms de petita i mitjana escala (ripples i petites dunes). S'interpreten com a dipòsits d'esplanada de marea sorrenca (sand-flat).

d) Packstones i wackestones bioclàstics. Correspondrien als dipòsits més submareals del sistema.

El conjunt de fàcies descrites es poden presentar formant seqüències verticals que es repeteixen algunes vegades (fig. 4.6), fins un màxim de 50 m. També es disposen formant el rebliment de canals molt laxes, els quals són excavats sobre fàcies anàlogues o similars (fig. 4.6, 4.9). Cal destacar la presència de slumps i pillow-balls prop de la base del canal (fig. 4.9).

Les entrades de sorra són força constants i alguns trams calcaris poden tenir continguts alts en quars. El conjunt s'interpreta com una esplanada mareal mixta de terrígens i carbonats.

#### 4.5.3. FACIES DE MUDSTONES I WACKESTONES.

Es una associació que està formada per tres fàcies principals:

a) Mudstones-wackestones, de dasicladals, carofícies, miliòlids, gateròpodes i bivalves. Amb abundant bioturbació, sovint provocada per l'acció de petites arrels. S'interpreta com el producte d'acumulacions de fang micrític en un lagoon restringit parcialment, i amb influència d'aigües dolces i salobres (fig. 4.10).

b) Mudstones laminats, amb porositat fenestral. Poden estar associats a petits nivells d'intraclastos grisos o blancs (flat pebbles, black pebbles). Esplanada mareal, inter-supramareal (fig. 4.10).

Les fàcies (a) i (b) s'alternen verticalment per donar seqüències de somerització fangoses (muddy) (fig. 4.10).

c) Calcarenites. Formades per grainstones -packstones bioclàstics, amb intraclastos, pel·lòids, ..., i abundant bioturbació. Els grans són formats per foraminífers imperforats, dasicladals, fragments d'equínids, mol·luscs, ... S'interpreten com acumulacions de bioclastos, que formarien un sistema de bancs als sectors marginals i més energètics d'una zona amb acumulació predominant de fang micrític.

Les fàcies descrites s'alternen verticalment per formar seqüències de somerització calcarenítiques (grainy) (fig. 4.10), les quals, a la vegada, alternarien amb les seqüències fangoses. Tot el conjunt de fàcies descrites i les seves seqüències de fàcies, s'interpreta com a característic dels bancs de fang calcari (mudbanks) (Enos, 1983), que s'acumularien a les zones protegides d'un lagoon. Corresponen a la Fm. de Calcàries de la Bastid<sup>a</sup>.

#### 4.5.4. FACIES CALCARENITIQVES.

Formen una seqüència vertical de fàcies constituïda per quatre fàcies que s'analitzen tot seguit (de baix a dalt):

a) Calcarenites, grainstones-packstones oolítico-bioclàstics i pel·letoidals. Amb orbitolínids, miliòlids, ... dasicladals, fragments d'equínids, algues solenoporàcies, codials i bancs de rudistes. Aquests són formats per Matheronia, Monopleusa i Nerineids. Els grans poden presentar envoltas micrítiques en proporcions variables, agregats botroidals i grans compostos.

A nivell d'aflorament presenten una abundant bioturbació, sovint dolomititzada, estratificació encreuada plana de gran escala i de baix angle, encreuada de solc i ripples (fig. 4.11). S'interpreten com a dipòsits de bancs marginals (shoals) els quals formarien una barrera que protegiria les fàcies fangoses de lagoon.

b) Wackestones nodulosos. Amb foraminífers imperforats, bivalves i gasteròpodes, i també intraclastos i pel·lets. Estratificació majoritàriament nodulosa. Poden presentar intercalacions de wackestones de carofícies i



oncoides. S'interpreten com a fàcies de lagoon restringit, amb episòdiques influències d'aigües dolces<sup>c</sup> i salobres.

c) Mudstones laminats. Amb porositat fenestral, laminació mil·limètrica, de vegades encreuada. Esplanada mareal, inter-supramareal.

d) Mudstones nodulosos i marques. Amb motlles de tubs d'arrels i gasteròpodes. Freqüentment la bioturbació és dolomititzada i ferruginitzada. S'interpreten com a sòls hidromorfs, producte de l'activitat edàfica. Supramareal (fig. 4.11).

#### 4.5.5. FACIES DE WACKESTONES-PACKSTONES DE DASICLADALS.

Aquestes fàcies i l'anterior calcarenítica, pertanyen a la Fm. de calcàries dels Polacos. Ambdues s'ordenen en una típica seqüència vertical de fàcies de somerització (fig. 4.12), de la qual aquesta fàcies constituïria el terme basal. Ben desenvolupades només al sector del depocentre de St. Mateu. Estant formades per wackestones-packstones de dasicladals (fins  $\leq$  20 cm), en bancs decimètrics de contactes regulars. També contenen altres foraminífers i Trocholina, Pseudocyclamina, miliòlids, ... S'han interpretat com a dipòsits d'un lagoon marí o de plataforma intermèdia, en el sentit de Wilson i Jordan (1983). Aquestes fàcies serien les més obertes de la seqüència deposicional valanginiana a l'àrea estudiada.

#### 4.5.6. MODEL DEPOSICIONAL.

El model deposicional per a la seqüència deposicional valanginiana reflecteix les condicions d'una plataforma de carbonats molt soma i de petita

dimensió (fins a 50 km), amb gran desenvolupament de les fàcies marginals: mud-banks, lagoon, aiguamolls, ..., protegits per una barrera de bancs marginals oolítico-bioclàstics: les fàcies calcarenítiques de la Fm. Polacos (fig. 4.13). Aquests complexos de bancs barrera passaran distalment a fàcies de plataforma intermèdia amb wackestones-packstones de dasicladals (fig. 4.13).

#### 4.6. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE SANT MATEU, K1.1 (HAUTERIVIA).

##### 4.6.1. FACIES DE WACKESTONES I BRETRES.

Integrades dins la Fm. de Calcàries d'Herbers, són formades per l'alternança de dos tipus principals:

a) Bretxes calcàries, amb còdols de mudstones o wackestones, d'arrodonits o subangulosos, amb marmoritzacions importants i ferruginitzacions, intraclastos negres (black pebble, cailloux noirs), oncòlits i pisòlits en menor proporció (fig. 4.14).

b) Wackestones-mudstones, de carofícies, gasteròpodes i ostràcodes. Aquesta fàcies es disposa indistintament per damunt i per sota de les fàcies de bretxes calcàries (fig. 4.14). Quan ocupa la posició infrajacent a la zona de bretxificació, el contacte entre ambdues fàcies es presenta afectat per estructures de pseudomicrocarst (fig. 4.14).

La interpretació s'ha fet d'acord amb el model proposat per Freitet i Plaziat (1982) (fig. 4.15). Les fàcies de bretxes serien el resultat de la combinació de diversos processos: (i) descens del nivell d'aigua i exposició

dels fangs calcaris lacustres subjacents, (ii) instal·lació de la vegetació en medi palustre, formació de sòls hidromorfs amb bioturbació per les arrels i fenòmens de desecació i fissuració del sediment tendre (fig. 4.15, 1), (iii) ascens del nivell d'aigua i retreballament i remobilització del sediment meteoritzat, etapa en la qual els clastos tendeixen a acumular-se omplint les cavitats de fissuració del sediment subjacent (pseudo-microcarst) (fig. 4.15.2). Damunt d'aquests nivells bretxosos es depositarien novament les fàcies lacustres de wackestones-mudstones de carofícies, gasteròpodes, ... (fig. 4.15.3; 4.14).

Aquests medis calcaris d'aigua dolça es formarien en un sistema deposicional d'aiguamolls adjacents a la costa, els quals vorejarien una badia o entrada de mar.

#### 4.6.2. FÀCIES ARENOSES.

Integren la Fm. de gresos de l'Avellà, la qual es troba només al sector del Massís de la Nevera de Catí, a la conca del Maestrat, i constitueix la base de la seqüència deposicional hauteriviana (fig. 4.16). Les fàcies arenoses es disposen en una seqüència de fàcies (fig. 4.17) formada de base a sostre per:

a) Fàcies canalitzades. La base és formada per calcarenites sorrenques, clarament erosives, amb un lag d'ostreïds i còdols tous. Superiorment passa a gresos amb estratificació encreuada plana que cap a sostre evoluciona a laminació encreuada de ripple (fig. 4.17). Aquestes fàcies canalitzades presenten un alt grau de migració lateral. S'han interpretat com a canals de marea.

b) Gresos. La resta de la seqüència de fàcies és formada per gresos poc cimentats que contenen una gran quantitat de moscovita i presenten bed-forms de petita a mitjana escala, de vegades amb bidireccionalitat (herring-bone). S'han interpretat com a dipòsits d'una esplanada mareal sorrenca (sand-flat), amb predomini dels processos tractius dels corrents de marea (fig. 4.17).

c) Lutites. La seqüència de fàcies acaba amb unes lutites margoses, les quals podien constituir els dipòsits d'una esplanada mareal fangosa (mud-flat), amb predomini dels processos de decantació del sediment fi (fig. 4.17).

El conjunt de la seqüència de fàcies arenoses s'interpreta com a dipòsits detrítics litorals d'esplanada mareal que es presentarien en seqüències de fàcies típiques d'aquest medi deposicional. Lateralment, i cap a terra, aquestes fàcies mareals passarien a les calcàries d'aigua dolça dels aiguamolls adjacents (fig. 4.18).

#### 4.6.3. FACIES DE MUDSTONES-WACKESTONES.

Sobre les fàcies arenoses de marea, es dipositen algunes desenes de metres (fins a 30 m) de mudstones-wackestones de mol·luscs, ostrèids, foraminífers bentònics, ..., amb abundant bioturbació. L'estratificació és decimètrica i sovint ondulada. Aquesta fàcies també es troba intercalada formant trams dins la fàcies de calcarenites i esculls suprajacents (fig. 4.16). S'ha interpretat com a dipòsits de lagoon protegit darrera d'una barrera de bancs marginals.



#### 4.6.4. FACIES DE CALCARENITES I ESCULLS.

Per damunt de les fàcies de lagoon, o alternant amb elles, es presenten cossos potents de grainstones oolítico-bioclàstics de fragments de mol·luscs, foraminífers bentònics, fragments d'equínids, de coralls, ... Aquests cossos són formats per estrats d'ordre mètric, amb estratificació encreuada plana de baix angle (fig. 4.16) i bidireccional de gran escala. Correspondrien a un conjunt de bancs marginals (shoals) barrera, els quals protegirien els sectors interns on es trobarien les fàcies de lagoon.

En etapes d'inactivitat parcial o d'estabilització local d'aquestes barres, s'instal·len pegats o claps d'esculls de coralls i algues. Els episodis d'inactivitat local de les barres vénen senyalats per pel·lícules ferruginoses que les entapissen (fig. 4.16, 4.19, 4.20). Els esculls són bafflestones de geometria biohermal, i estan formats per floatstones de microsedènid i algues solenoporàcies. També, en menor proporció, es troben alguns coralls escleractínids de formes massisses. Els microselènids solen ser de tipus incrustant-massís, però en determinades ocasions poden adoptar estratègies branqueses (fig. 4.20), probablement en relació a moments de major stress ambiental. El sediment d'aquests esculls és format per wackestones-packstones de fragments d'equínids, rudistes, requiènids i braquiòpodes.

Els <sup>de</sup> coralls ~~de~~ esculls, són entapissats per una pel·lícula ferruginosa, similar a la que recobreix el sostre de les barres colonitzades pels esculls (fig. 4.19, 4.20). Aquestes superfícies ferruginitzades podrien ser també fons endurits, en relació a seccions condensades produïdes per pujades relatives ràpides del nivell del mar. Amb la primera pujada ràpida del nivell del mar, "s'ofegaria" la plataforma de carbonats i s'aturaria la sedimentació amb la

formació dels fons endurit inferior. Els esculls iniciarien la seva construcció sobre les superfícies endurides durant o tot seguit a la pujada ràpida del mar. Mentrestant, el marge de la plataforma no progradaria per falta de producció carbonatada suficient. Normalment es produiria una segona pujada ràpida del nivell del mar, la qual "ofegaria" els esculls, en aquest cas, i aturaria altre cop la progradació de la plataforma. Quan la producció de carbonats aconsegueix excedir la pujada relativa del nivell del mar, es reprèn la progradació de la plataforma, i els complexos de barres fossilitzen els esculls negats.

Aquesta hipòtesi s'han construït en base a les idees de Kendall i Schlager (1981) i de Vail et al. (1984). En principi no és contradictòria amb les seqüències globals i seccions condensades que proposen Haq et al. (1987), en les quals hi ha, al menys, quatre seccions condensades globals a l'Hauterivià.

Les fàcies de mudstones-wackestones i les calcarenites i esculls formen part de la Fm. de Calcàries de la LLàcova.

#### 4.6.5. FACIES DE PACKSTONES-WACKESTONES.

Alternances de packstones-wackestones amb fauna marina de medis oberts: braquiòpodes, ammonits, nautiloïdeus, foraminífers planctònics, equínids irregulars (Toxaster). Les intercalacions de margues kaki (blaves quan no estan alterades) més tendres són freqüents entre els bancs calcaris. Aquestes fàcies s'ordenarien en seqüències de somerització, en les quals els trams margosos, a la base, representarien les fàcies més profundes i obertes. Les

fàcies calcàries s'interpreten com de plataforma profunda (de 70-50 m d'aigua).

#### 4.6.6. FACIES DE MARGUES AMB AMMONITS.

Constituïdes per margues kaki, blaves quan no estan alterades, que contenen nanoplàncton, foraminífers plactònics, ammonits, ... S'interpreten com els sediments fins de conca de la seqüència deposicional hauteriviana. Poden disposar-se a la base de les seqüències de somerització en les fàcies de plataforma profunda. Aquestes fàcies i les anteriors pertanyen a la Fm. de margues i calcàries de la Gaita.

#### 4.6.7. MODEL DEPOSICIONAL.

La seqüència deposicional hauteriviana presenta un tipus de plataforma més ben desenvolupada i completa que la de la seqüència valanginiana (fina a 100 km). Això no obstant, segueixen entrant importants tongades d'aigua dolça als sectors marginals, amb les fàcies d'aiguamolls de la Fm. d'Herbers (fig. 4.21). Com en el Valanginià, també hi ha entrades de terrígens significatives a les noves, les quals reflectirien episodis d'inestabilitat i de moviment de blocs a les zones adjacents emergides. Aquests sediments terrígens serien retreballats pels corrents de marea a les zones litorals. Les influències detrítiques poden arribar a les fàcies de lagoon del sector del Massís de la Nevera de Catí, però més cap al S també hi cal destacar el bon desenvolupament de les fàcies de bancs marginals barrera amb claps d'esculls, les quals passen distancialment als carbonats de plataforma profunda i de conca (fig. 4.21).

#### 4.7. SEQUENCIA DEPOSICIONAL D'ARES, K1.2 (BARREMIA).

En aquest apartat, com a l'anterior de la seqüència deposicional hauteríviana (4.6), no s'analitzen els materials terrígens de la cubeta d'Aliaga-Penyagolosa. El motiu principal és de tipus estratigràfic, ja que encara hi ha grans problemes de datació i correlació entre les diverses unitats estratigràfiques. En aquestes condicions d'imprecisió estratigràfica no es pot fer un estudi sedimentològic seriós, ja que és necessari partir sempre d'una base estratigràfica que suporti les relacions de les unitats i de les fàcies. L'estudi estratigràfic dels sediments detrítics (fàcies weald) de la cubeta d'Aliaga-Penyagolosa és un problema que es pensa abordar d'immediat, amb la col.laboració de Sr. Carles Martín-Closes, que fa un estudi de les algues carofícies. Un estudi sedimentològic provisional de les fàcies weald a l'esmentada cubeta va ser realitzat per Salas (1983).

##### 4.7.1. FACIES DE WACKESTONES DE CAROFÍCIES I LATERITES.

Les fàcies de wackestones de carofícies i laterites integren dues unitats litostratigràfiques barremianes: la Fm. de Mirambell i la Fm. del Cantaperdius, les quals són formades per carbonats d'aigua dolça. Aquests materials continentals ocuparien les vores i els sectors marginals d'una badia o golf, i passarien transicionalment als medis litorals i costaners (Fm. de les Artoles) adjacents.

a) Wackestones de carofícies, amb oncoïdes, bivalves, gasteròpodes, intraclastos foscos, ostràcodes, ... L'estratificació és ondulada o nodulosa i d'ordre mètric a decimètric i pot presentar intercalacions margoses. Els senyals i traces de tubs d'arrels són molt abundants, com també les



superfícies rubefactades i les zones de marmorització (fig. 4.22). Cal interpretar aquesta fàcies com el resultat d'alternances de medis palustres i lacustres (fig. 4.23). En els primers es desenvoluparien sòls hidromorfs, amb marmoritzacions i abundant bioturbació per les arrels de les plantes. L'ascens periòdic (estacional ?) de la làmina d'aigua portaria cap a condicions lacustres, amb l'acumulació del fang micrític. En conjunt, aquestes fàcies s'han interpretat com a dipòsits d'un ambient d'aiguamolls de carbonats (carbonate swamp).

b) Laterites. Durant els temps barremians, les etapes perllongades d'exposició subaèria del substrat van donar lloc a la seva carstificació i edafització, amb el desenvolupament de sòls laterítics. Els sòls laterítics es troben molt ben desenvolupats al sector dels Ports de Beseit (Combes, 1969) (fig. 4.23a), encara que també se'ls troba als Catalànids (Sta. Cristina, Salou, ...), o al vorell nord-occidental de la conca del Maestrat (Jaganta, Seno). Els substrats d'aquests sòls poden ser tant carbonats d'aigua dolça com carbonats marins somers. Al flanc sud del sinclinal de Fredes (fig. 4.24, 4.25), els sòls laterítics es disposen sobre carbonats marins molt somers o salobres. Mentre que a l'anticlinal d'Herbers o al Parrissal de Beseit les laterites es desenvolupen sobre carbonats d'aigua dolça. Per més detalls sobre les laterites vegi's el capítol següent (5.5).

#### 4.7.2. FACIES DE WACKESTONES I MARGUES.

Les fàcies de wackestones i margues són les més característiques de la seqüència deposicional barremiana, i més concretament de la Fm. de les Artoles. Aquestes fàcies representen tots els medis transicionals i marins costaners molt somers, els quals passarien lateralment a les fàcies adjacents de

carbonats d'aigua dolça. Per facilitar i simplificar el seu estudi es divideixen en dos tipus d'associacions:

a) Fàcies perimareals. Constituïxen la base de la Fm. de les Artoles, la qual presenta sempre un contacte transicional amb les fàcies de carbonats d'aigua dolça amb carofícies infrajacentes, sobretot en les vores de les conques. Aquest és el cas del sector de l'anticlinal de Bovalar (fig. 4.26) i també del sinclinal de Fredes (fig. 4.24, 4.25). A la primera localitat (Bovalar) predominen les fàcies inter a submareals (fig. 4.26, 4.27), amb canals de marea i alternances de wackestones-packestones de mol.luscs, molts ostrèids, pistes de Thalassinoides amb trams margosos molt rics en ostrèids. Els trams margosos presenten bed form en petita i mitjana escala constituïts per bioclastos o per arena o per barreja en totes les proporcions.

Al sector de Fredes (fig. 4.24, 4.25), el trànsit a medis litorals marins és molt més gradual, i predominen les fàcies de medis inter-supramareals, les quals s'ordenen en seqüències de somerització fangoses. A partir dels 90 m, les condicions es fan ja més submareals, com a l'anticlinal de Bovalar, i les fàcies evolucionarien a medis de lagoon.

b) Barres de marea. Es descriuen a part del complex que s'anomena perimareal ja que constitueixen cossos ben desenvolupats i que arriben a formar un conjunt molt important dins del Mb. de Torre Segura (fig. 4.28). Això no obstant també hi ha barres de marea, encara que no tan ben desenvolupades, d'altres nivells de la seqüència deposicional <sup>rrm</sup> ~~Sarney~~iana.

Com ja s'ha esmentat, el Mb. de Torre Segura es caracteritza sedimentològicament per la instal·lació d'un sistema de bancs de marea significatiu a nivell de la conca del Maestrat. Aquest complex de barres

adquireix la seva màxima importància al sud de l'àrea: Morella-Cinctorres-Portell de Morella-Vilafrance. El màxim desenvolupament d'aquests bancs es troba al sector de Castellfort-Ares, mentre que cap al Nord es fan menys importants i de menors dimensions. Aquestes barres són sempre calcarenítiques amb una insignificant proporció de quars, i es desenvolupen entre fàcies de lagoon marginal somers.

Les barres de marea són formades per grainstones bioclàstics i oolítics, amb bioturbació intensa a la base que tendeix a disminuir cap al sostre. Sovint aquestes barres es componen de diverses unitats separades per cicatrius, amb freqüència ressaltades per còdols tous. Aquestes cicatrius marquen episodis d'abandonament de la barra i de posterior erosió (fig. 4.29). Cada unitat està composta per cossos sigmoidals (bundles) amb abundants superfícies, de reactivació i mud-drapes, els quals poden presentar bidireccionalitat.

c) Fàcies de lagoon. Formades per wackestones i mudstones nodulosos grisos amb foraminífers bentònics (miliòlids, Choffatella, ...), ostrèids, gasteròpodes, bivalves, ..., que alternen en trams margosos molt rics en ostrèids. La bioturbació és sempre molt important. Els materials esmentats constitueixen els termes inferiors de seqüències de somerització, en els quals paquets de grainstones-packstones formen els termes superiors. Aquests termes calcarenítics poden correspondre a barres de marea, com a petites barres de tipus shoal (fig. 4.30). Les unitats: Mb. Mas de Querol i Mb. Torre Segura presenten magnífiques successions d'aquestes fàcies, i, de manera general, també tota la Fm. de les Artoles.



#### 4.7.3. FACIES CALCARENITIQVES.

Les fàcies calcarenítiques constitueixen majoritàriament el Mb. de la Lloma (fig. 4.30). Son formades per grainstones-packstones de bioclastos i oòlits, que presenten estratificació encreuada de gran escala i baix angle. S'interpreten com a bancs marginals oolítico-bioclàstics que tancarien els sectors de lagoon més restringits. Aquestes fàcies de shoals són molt ben desenvolupades a Castellfort (conca del Maestrat). En aquests complex de barres, sobretot a les del Mb. Mas de Querol i del Mb. Torre Segura (fig. 4.30), freqüentment es troben associats bancs de rudistes de <sup>re</sup>quiènids, els quals poden arribar a constituir esculls de geometria biostromal de tipus floatstones, amb petits coralls, mol.luscs, etc.

#### 4.7.4. FACIES D'ESCULL.

Són sempre claps d'escull que colonitzen diversos sectors del lagoon o dels complexos de barres. Els esculls del lagoon són sempre bafflestones, amb molt de fang calcari, metre que els esculls de les barres són framestones o bafflestones.

a) Bafflestones d'estromatopòrids. Aquests tipus d'esculls han estat localitzats només al sector de St. Mateu. Presenten geometria biohermal, i les seves mides no excedeixen els 3 m d'alçada per 5-7 m d'amplada. Son formats per floatstones d'estromatopòrids (Burgandia), coralls brancosos i massissos de tipus escleractínids, microselènids i ostrèids. Aquests efí<sup>f</sup>icis fangosos es construirien en relació a barres calcarenítiques (packstones) bioclàstiques de fragments d'equínids, orbitolines, mol.luscs, etc. (fig. 4.31).



b) Bafflestones de rudistes i ostrèids. Són un tipus d'escull que només s'ha localitzat a les fàcies de lagoon. Són floatstones de geometria biohermal i constitueixen claps d'esculls de fins 15 x 3 m. Els organismes constructors són els rudistes seguiènis, molts ostrèids ( o chondrodonta ?), i coralls massissos del tipus microsolenids. Un bon aflorament accessible d'aquest tipus d'escull està situat a la carretera de Vinaròs a Morella, al tall de trinxera tot just passat el Barranc del <sup>R</sup>egall.

c) Framestones de coralls. Són petits edificis biostromals, de fins 1 m de gruix, i que creixen associats a les barres calcarenítiques.

#### 4.7.5. FACIES DE MARGUES AMB BRAQUIPODES I EQUINIDS.

Són constituïdes per margues de característiques litològiques molt semblants a les de les fàcies de lagoon, inclús de les mateixes tonalitats beig o kaki. Però es distingeixen clarament d'aquelles per contenir un associació de fauna marina oberta i braquiòpodes, equínids irregulars, ammonits, ... En base al seu contingut fòssil s'han interpretat com les fàcies marines més profundes i obertes de la seqüència deposicional barremitana.

#### 4.7.6. MODEL DEPOSICIONAL.

Durant la seqüència deposicional Barremiana, prevalen encara les entrades importants d'aigua dolça als vorells de les conques, igual com passava al Valanginià i l'Hauterivià. Això fa que vorejant la línia de costa es disposin sectors amples de fàcies d'aiguamolls, amb freqüents entrades terrigèniques i etapes d'exposició subaèria amb laterització. Durant l'interval Valanginià-

-Barremià, les conques de l'àrea estudiada es comportarien com estuaris carbonatats, amb importants medis d'aiguamolls adjacents a la costa, mentre que a la zona de lagoon, en determinats moments, els corrents de marea poden retreballar els sediments carbonatats, de mida menor i construir complexos de barres (fig. 4.32). Durant la seqüència deposicional barremiana, disminueix el potencial constructor dels coralls i les algues en relació als complexos de barres o bancs marginals. Això no obstant, els edificis escullosos més importants es desenvolupen als lagoons, i són construïts per estromatopòrids, rudistes i coralls. Els shoals també tenen esculls, però tan sols són petits biostromes de coralls i algues d'amb prou feines un metre de gruixària. Malgrat tot, el model de plataforma és més complet per a la seqüència valanginiana. Les fàcies més obertes estarien formades per les margues de braquiòpodes i ammonits, a les quals passen els bancs marginals cap al cantó del mar.

Les plataformes del Barremià superior presenten geometries de progradació en top-lap i que són observables a l'escala de l'aflorament, com a la mola d'Ares i d'altres. Aquest dispositiu geomètric ens indicaria etapes d'estabilització relativa del nivell del mar, amb un índex de producció de carbonat més alt que la raó de pujada relativa del nivell del mar. A partir del Barremià superior, les plataformes del marge oriental d'Ibèria mostren un augment important de desenvolupament relacionat amb un índex de producció de carbonats elevat. Amb aquesta dinàmica s'entraria plenament dins de l'etapa coneguda com "urgoniana", amb l'aparició de plataformes de carbonats somes i molt expansives dotades d'una gran capacitat de progradació (fig. 4.33).

#### 4.8. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL D'EN ROIG, K1.3 (APTIA BASAL).

La seqüència deposicional de l'Aptià basal és formada per dos sistemes deposicionals diferents però interrelacionats: el sistema deposicional detrític basal, i el sistema deposicional carbonatat. L'entrada important de sediments terrígens siliciclàstics és un fet general a la base de l'Aptià de les conques més meridionals, com és el cas de la cubeta d'Aliaga-Penyagolosa o de la conca del Maestrat. En canvi aquest fenomen es presenta molt atenuat a la cubeta del Perelló (exposició i laterització) on no hi ha senyals d'entrades detrítiques com a la conca de Salou-Garrafa.

##### 4.8.1. EL SISTEMA DEPOSICIONAL DETRITIC BASAL.

###### 4.8.1.1. FACIES DE LUTITES I GRESOS CANALITZATS.

Les fàcies de lutites i gresos canalitzats de la base de l'Aptià han cridat l'atenció dels geòlegs des de molt antic. A la conca del Maestrat és on es troben més ben desenvolupades, i omplen una àmplia zona al Nord de Xert. Des del punt de vista estratigràfic, aquests materials constitueixen la Fm. d'Argiles de Morella. Es poden distingir els següents tipus d'associacions i medis deposicionals:

a) Lutites vermelles. Amb senyals d'edafització, procés que dona lloc a perfils de sòls molt rics en nòduls de caliche. Poden arribar a formar trams de més de 10 m de gruixària. Les característiques pròpies i el context on es troben fan que s'interpretin com dipòsits d'esplanada d'inundació d'un sistema fluvial.

b) Lutites verdoses. Formen llentilles, d'alguns metres fins algunes desenes de metres, dins les fàcies de lutites vermelles. Poden presentar senyals i traces de bioturbació d'animals o d'arrels. Localment, algunes d'aquestes fàcies, són riques en oogonis d'algues carofícies i en restes de rèptils. S'interpreten com llacunes o zones d'entollament situades a l'esplanada d'inundació entre els canals: llacunes interdistributàries.

c) Gresos canalitzats. Es situen de manera clarament erosiva sobre les fàcies vermelles d'esplanada d'inundació. Dins de les fàcies de canal és possible distingir diverses unitats de rebliment, les quals poden correspondre a diferents episodis d'acreció lateral (fig. 4.34, 4.35). Aquestes unitats, a la vegada, son formades per bed-forms de mitjana i gran escala, i estan separades en moltes ocasions per cicatrius erosives i còdols tous. La base dels canals és formada per un lag de còdols tous, fragments d'ossos de rèptils (dinosauris), força ostrèids (fig. 4.35, 4.36, 4.37) i abundants nòduls de caliche retreballats, procedents dels nivells edàfics de l'esplanada d'inundació. S'interpreten com a canals fluvials amb una clara influència de zones litorals pròximals (ostrèids). Pel context general, s'han d'interpretar com a canals distributaris d'un sistema deltaic.

d) Fàcies de lòbuls. Presenten seqüències granocreixents d'ordre decimètric (fig. 4.35) i geometries de llentilla (fig. 4.38, 4.39). Els cossos menors de la part superior de les seqüències, mostren superfícies erosives amb marques de base i laminació encreuada de baix angle. Els trams lutítics inferiors tenen estratificació lenticular d'arena fina. Aquestes fàcies poden presentar algunes estructures de deformació hidroplàstica. S'han interpretat com lòbuls de crevasse-splay.



El conjunt de fàcies format per les associacions descrites, dins del grup de fàcies de lutites i gresos canalitzats, s'interpreta com un medi d'esplanada deltaica fluvial, tenint en compte les relacions laterals i el context general.

#### 4.8.1.2. FACIES DE LUTITES, MARGUES I GRESOS LENTICULARS.

Aquestes fàcies són formades per lutites, més o menys margoses, que pertanyen a la Fm. de margues de Cervera del Maestrat. Presenten estratificació lenticular de gresos de gra fi amb laminació encreuada de ripple i també altres bed-forms d'escala mitjana: bundles. Aquestes estructures reflecteixen dos sentits de corrents preferents, N i S, essent molt més freqüents les orientades cap al S (fig. 4.40, 4.41).

Aquestes fàcies detritiques més fines serien el producte de les aportacions de l'esplanada fluvial adjacent retreballats per l'acció dels corrents de marea. Es a dir, constituïrien una esplanada deltaica mareal, adjacent a l'esplanada fluvial, la qual s'estendria des de Xert fins a Cervera del Maestrat.

Sobre les fàcies d'esplanada deltaica mareal es disposen, en contacte transicional, els materials carbonatats del sistema deposicional suprajacent (Fm. de calcàries i margues de Xert) (fig. 4.41).

#### 4.8.1.3. FACIES LUTITQUES.

Són constituïdes per lutites margoses de tonalitats blaves fosques essent

Mb. de Margues de Càlig, on son explotades en diverses pedreres. S'interpreten com els dipòsits de prodelta del <sup>sistema</sup> ~~front~~ deltaic.

#### 4.8.1.4. FACIES DE LUTITES GRISES AMB OSTREIDS I GRESOS.

Són formades per lutites amb ostrèids i fauna salobre molt biotorbades. Conténen estratificació lenticular d'arena fina amb laminació encreuada planar. Aquests dipòsits, superiorment, pasen gradualment als carbonats de plataforma del sistema deposicional suprajacent (fig. 4.34, 4.36, 4.38). En base a les seves característiques, relacions laterals i verticals i el contexte general on es troben, s'han interpretat com fàcies d'abandonament deltaic.

#### 4.8.1.5. MODEL DEPOSICIONAL.

A partir de l'anàlisi de fàcies i les seves relacions espacials, el sistema deposicional detrític de l'Aptià basal s'interpreta com un complex deltaic dominat per les mareas (Fischer et al., 1969; Galloway, 1975; Elliott, 1986). Aquest sistema deltaic ompliria pràcticament tota la badia o golf del Maestrat durant l'etapa regressiva de l'Aptià basal (fig. 4.42). La correlació de les diverses fàcies i medis deposicionals es mostra al panell de correlació de la figura 4.43. El model deposicional interpretat és a la figura 4.44, on també s'indica la relació amb el sistema deposicional suprajacent carbonatat. Una columna sintètica del sistema deltaic es presenta a la figura 4.45. Les fàcies d'esplanada fluvial correspondrien a la Fm. d'Argiles de Morella, i les fàcies d'esplanada mareal i de prodelta són de la Fm. de Margues de Cervera del Maestrat.

#### 4.8.2. EL SISTEMA DEPOSICIONAL CARBONATAT.

El sistema deposicional carbonatat superior respon a la progressiva transgressió de fàcies marines de carbonats, i que suposa el també progressiu abandonament del sistema deltaic, el qual arriba a ser completament transgredit per les fàcies marines de carbonats (fig. 4.44).

##### 4.8.2.1. FACIES DE MUDSTONES-WACKESTONES.

Són formades per wackestones i mudstones, de vegades nodulosos (fig. 4.41), d'orbitolines, algues calcàries (dasicladals, <sup>o</sup>Brúenia, Permocalculus, ...), mol.luscs, ... Es disposen en bancs d'estratificació ben definida, una mica nodulosa, i d'ordre de decimètric a mètric, i formen paquets de fins a 25 m s'interpreten com a dipòsits d'un lagoon.

##### 4.8.2.2. FACIES CALCARENITIQÜES.

Són formades per grainstones-<sup>pack</sup>~~wacke~~stones d'òblits i bioclastos. Els grans esquelètics són: fragments de mol.luscs, foraminífers bentònics (miliòlids, orbitolines, ...), algues calcàries (<sup>o</sup>Brúenia, Permocalculus, dasicladals, ...), equínids, rudistes (requiènids), ... Es presenten en paquets de fins a 20 m, amb estratificació ben definida d'ordre decimètric a mètric. La bioturbació és sempre molt abundant. S'han interpretat com bancs marginals (shoals) que tancarien les fàcies de lagoon.

#### 4.8.2.3. FACIES DE MARGUES AMB EQUINIDS.

Són formades per margues blaves o beig, d'aspecte nodulós, molt riques en equínids irregulars, i que també contenen en menor proporció; orbitolines, nautiloïdeus i ammonits. S'interpreten com els carbonats de plataforma més profunda i més oberta.

#### 4.8.2.4. MODEL DEPOSICIONAL.

Les tres fàcies descrites s'ordenen en seqüències de somerització, en les quals el terme inferior és format per les fàcies de margues amb equínids, sobre les quals es disposen transicionalment les fàcies de lagoon. Les seqüències <sup>de somerització</sup> ~~d'aprofundiment~~ creixent s'acaben al sostre amb un paquet de calcarenites de les fàcies de bancs marginals d'alta energia (fig. 4.46). El model de plataforma podria correspondre a una rampa de tipus homoclinal o similar, sobretot si es té en compte el tipus de distribució de fàcies.

Amb la instal·lació del sistema de plataformes de l'Aptià basal, es reprèn la dinàmica urgoniana a les plataformes de carbonats del marge oriental d'Ibèria, la qual havia quedat interrompuda a l'inici de l'Aptià.

### 4.9. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE MORELLA, K1.4 (APTIA).

#### 4.9.1. FACIES DE WACKESTONES DE CAROFICIES.

Són formades per wackestones grisos o beig clar amb oogonis de carofícies. Només s'han pogut localitzar al sector marginal de la conca de



Salou-Garraf, al Coll de Sta. Cristina i a Salomó. També a la conca del Maestrat, al sector del Parrissal (Beseit). S'han interpretat com a dipòsits d'aiguamolls carbonatats (carbonate-swamp).

#### 4.9.2. FACIES DE WACKESTONES-PACKSTONES DE RUDISTES I CORALLS.

Els wackestones-packstones de rudistes i els framestones-rudstones de coralls són les dues fàcies més representades de la Fm. de Calcàries de Villarroya de los Pinares.

a) Wackestones-packstones de rudistes. Constitueixen les fàcies volumètricament més importants de l'Aptià superior. Aquestes fàcies també han estat designades com "bancs de rudistes" (Esteban, 1973; Salas, 1984). Es tracta d'acumulacions de rudistes dins una matriu de fang micrític, les quals solen formar capes estratiformes d'ordre dm a m (fins a 3 m), o massisses, amb una continuïtat lateral que pot arribar a ser d'alguns centenars de metres. Encara que la matriu sol ser predominantment micrítica, és possible també trobar alguns bancs de rudistes amb textures granosuportades. Moltes vegades els rudistes es presenten trencats i desarticulats, en acumulacions de textures floatstones o rudstones.

Des del Berriasià a l'Albià, s'ha observat que es produeix un augment progressiu de la mida dels rudistes i de les seves construccions. Però és a l'Aptià quan els rudistes experimenten el major desenvolupament individual i de les seves construccions. Aquest fenomen té significativa importància en el Gargasià, on especialment els requiènids (Toucasia, Pseudotoucasia, ...) formen grans bancs associats a abundants miliòlids, coralls brancosos, petits coralls massissos, ... Els bancs de rudistes aptians mostren un conjunt

d'associacions de fàcies que permet atribuirlos a diferents medis sedimentaris dins de la plataforma de carbonats. Així, s'han pogut establir dos grans grups: (i) bancs de rudistes de medis restringits i (ii) bancs de rudistes de medis més oberts o de major energia.

En el primer cas (i) es tracta sempre de textures suportades pel fang i de baixa diversitat en la composició dels components esquelètics. Poden contenir alguns organismes incrustants del tipus de les algues problemàtiques (Bacinella, Cretacicustra, ...). Pel contingut faunístic i les estructures sedimentàries (carofícies, oncoides, ..., mudstones laminats amb porositat fenestral, ...) es fa l'atribució d'aquestes fàcies a medis salobres i/o intra-supra mareals. Aquestes associacions es troben situades sempre als sectors marginals de les conques, tals com els Ports de Beseit. Esteban (1973) descriu bancs de rudistes associats a fàcies restringides similars a la conca de Salou-Garraf (Coll de Sta. Cristina-Salomó).

Els bancs de rudistes de medis més oberts o de major energia (ii) poden presentar textures que van des de wackestones a grainstones, a la vegada que presenten una major diversitat dels components esquelètics. Els trobem associats a esculls de coralls (fig. 4.47, 4.48) i a shoals oolítico-bioclàstics d'alta energia (fig. 4.49). Aquests bancs contenen una gran varietat d'organismes incrustants, Baccinella, algues codials, esquamariàcies, solenoporàcies, serpúlids, briozous, hidrozous, ... En sectors més restringits, els rudistes, ocasionalment, poden estar associats a ostrèids, les algues dasicladals poden arribar a representar el 40% dels components. Entre els foraminífers bentònics són més abundants els orbitolínids (Palorbitolina, mesorbitolina), els quals poden arribar a constituir el 10% dels components. Altres foraminífers bentònics com els miliòlids, valvulínids, , ataxofràgmids, ..., són menys abundants. Els

miliòlids poden arribar a ser molt importants en els bancs de rudistes tipus Mola de Xert. Els bancs de rudistes de medis més oberts poden presentar dues geometries: 1) biostromal i 2) biohermal. En el primer cas, s'han d'incloure els extensos floatstones biostromals del tipus de Mola de Xert, construïts per Toucasia i Horiopleura, i els biostromes més petits de Pachytraga de la Font de l'Albí, els quals estan associats a shoals calcarenítics (fig. 4.49). Els bioherms de rudistes són de tipus xodos (fig. 4.48) i es troben associats a framestones de coralls i algues i a fàcies margo-noduloses d'acumulacions d'orbitolines.

b) Framestones de coralls. Són formats per claps d'esculls de dimensions variables, però que no solen passar dels 20 m generalment presenten geometria biohermal i es troben associats a shoals oolítico-bioclàstics i a bancs de rudistes (fig.4.7). Juntament amb els coralls poden contribuir a la tasca constructora les algues (solenoporàcies i squamariàcies). Els coralls més abundants són els massissos (fig. 4.7, 4.66), encara que també n'hi ha de brancosos. El sediment d'aquests esculls conté abundants foraminífers (orbitolina, valvulina, cuneolina, ...).

#### 4.9.3. FACIES DE CALCARENITES.

Són formades per grainstones-packstones oolítico-bioclàstics que es presenten en paquets de fins a 15 m amb estratificació d'ordre mètric. Poden presentar estratificació encreuada de gran escala, plana i de baix angle. Les fàcies de calcarenites poden estar relacionades amb els esculls de coralls o amb bancs de rudistes. A la Mola de Xert les fàcies calcarenítiques són en relació amb bancs biostromals de rudistes d'hàbit elevat (Pachytraga) (fig.



4.39). Aquestes fàcies calcarenítiques s'han interpretat com a bancs marginals d'alta energia (shoals).

#### 4.9.4. FACIES DE MARGUES NODULOSES AMB ORBITOLINES.

Són constituïdes per margues, margo-calcàries i wackestones nodulosos molt rics en orbitolines. Aquestes fàcies es troben sempre damunt dels carbonats de plataforma més profunda, i constituïrien les fàcies de transició a sectors més marginals de la plataforma, cap als sectors de la plataforma més profunda, i correspondrien les fàcies de transició a sectors més marginals de la plataforma, cap als sectors de la plataforma intermèdia. Aquests enormes dipòsits d'orbitolines s'haurien acumulat procedents de zones més marginals. Les acumulacions d'aquests foraminífers poden arribar a formar grans masses, les quals s'interpreten com a dipòsits de talús (fig. 4.49).

Les margues noduloses d'orbitolines de les fàcies externes de la Mola de Xert (la Font de l'Albi), presenten construccions de claps d'esculls de coralls massissos i algues calcàries (fig. 4,49). En aquest mateix aflorament, sobre les fàcies d'acumulació d'orbitolines, es disposen bancs calcarenítics amb biostromes de Pachytraga. Potser en aquest cas caldria interpretar les fàcies calcarenítiques més com dipòsits de periplataforma que com barres d'alta energia.

A Xodos, amb pendents més forts que a la gran majoria dels casos, s'observa també la disposició dels cossos d'acumulació d'orbitolines i les seves geometries de lòbuls progradants.



#### 4.9.5. FACIES DE MUDSTONES I MARGUES AMB AMMONITS.

Les fàcies de mudstones i de margues amb ammonits piritosos constitueixen la unitat que s'ha denominat Fm. de Margues del Forcall. En seqüència vertical, les margues són sempre a la base del tram calcari.

a) Margues amb ammonits. Són de tonalitats verd-blavoses, i contenen ammonits pirititzats, Plicatula, equínids irregulars, ..., i gran abundància de concrecions piritoses. També contenen nanoplàncton i foraminífers bentònics. Aquestes fàcies representarien els sediments més profunds i oberts del sistema de plataforma de l'Aptià; serien els sediments de conca. Corresponen a la unitat litostratigràfica de la Fm. de Margues del Forcall (fig. 4.47).

b) Mudstones blancs. Són mudstones més o menys margosos, sempre de color molt blanc, amb estratificació de dm a m i interbancs margosos (fig. 4.66). El contingut en macrofauna és pràcticament nul, però contenen nanoplàncton i foraminífers planctònics. Igual com les margues, infrajaccents, presenten gran quantitat de concrecions piritoses i s'interpreten com a calcàries profundes que <sup>ocupa</sup> ~~empl~~rien una porció oberta i distal dins de la plataforma (fig. 4.49).

#### 4.9.6. MODEL DEPOSICIONAL.

Durant la seqüència deposicional de l'Aptià es desenvolupa un sistema de plataformes sores molt expansives, amb una elevada velocitat de progradació (fig. 4.51), relacionada, molt possiblement, amb la gran riquesa orgànica dels productors de sediment: orbitolines, rudistes, coralls, algues calcàries, ... (més de 200 m). La seqüència deposicional de l'Aptià és la que registra els dipòsits de plataforma distal-conca volumètricament més importants del Cretaci

inferior. Són les fàcies de margues amb ammonits i de margocalcàries blanques de la Fm. del Forcall. El desenvolupament de les fàcies de rudistes en els sectors de plataforma intermedi és òptim i espectacular. Les acumulacions noduloses de margo-calcàries o de packstones d'orbitolines formen grans dipòsits a les zones de talús.

La progradació d'aquestes plataformes es dedueix de l'anàlisi de fàcies, però és també perfectament observable a nivell d'aflorament. Les panoràmiques de geometries de progradació són sempre les moles, com la de la Garumba (Morella-Forcall) o la de Xert. A la Mola de Xert (fig. 4.50), la part topogràficament més elevada, on s'obren les pedreres, correspon a fàcies *d'escull de rudistes i coralls. Aquests, cap el N, passen a fàcies de* calcarenítiques i d'orbitolines de talús, les quals s'interdigiten en tascons dins de les fàcies margoses, basals i adjacents, d'aigües més profundes. Aquest dispositiu geomètric progradant donaria lloc a seqüències verticals amb cicles com els de la Font de l'Albi (Mola de Xert) (fig. 4.50, 4.49).

La seqüència deposicional de l'Aptià reflecteix el màxim desenvolupament de tipus urgonià de tot el Cretaci inferior de l'àrea estudiada.

#### 4.10. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE LA CULLA, K1.5 (ALBIA INFERIOR).

##### 4.10.1. FACIES DE WACKESTONES I MARGUES.

Són formades per alternances de wackestones nodulosos amb margues (fins a 25 m). Els wackestones presenten sovint el sostre ferruginitzat i s'agrupen, algunes vegades, en trams de fins a 10 m a l'interior dels trams de margues, encara que és més corrent que alternin amb les margues en bancs d'ordre dm i fins a un metre. El contingut fòssil és format per: mol.luscs, molts ostrèids,

orbitolines, serpúlids i algunes colònies coral·lines de fins a 25 cm de diàmetre. La bioturbació és sempre abundant. Els trams margosos poden presentar estratificació lenticular d'arena fina amb laminació encreuada de ripple. Aquesta associació s'interpreta com a característica de lagoon amb una certa influència detrítica (fig. 4.52).

#### 4.10.2. FACIES CALCARENITIQUES.

Són construïdes per grainstones oolítico-bioclàstics amb una certa proporció d'arena fina. Formen cossos massissos (fins a 30 m), amb estratificació encreuada plana de gran escala i baix angle i també de solc. Els grans són formats per fragments esquelètics de la mateixa fauna del lagoon però amb augment dels equínids. S'interpreten com a bancs marginals d'alta energia (shoals), que tancarien les fàcies de lagoon (fig.4.52).

#### 4.10.3. FACIES D'ESCULL.

a) Claps de coralls. Són construïts per coralls majoritàriament massissos, de forma hemisfèrica i de mida mitjana a petita (entre 12-30 cm). Es presenten en dues geometries: de biostroma i de bioherm. Els primers donen lloc a capes o bancs de 2 m de gruix i algunes desenes de metres d'amplada, i se'ls troba entapissant certs sectors del lagoon (fig.4.53). Els esculls de forma biohermal també són al lagoon però sembla que es situïn en posicions més distals o obertes, i en relació amb els bancs calcarenítics d'alta energia.

b) Biostromes de grans ostrèids. Són típics de les fàcies de lagoon. La construcció d'aquest tipus d'escull significaria la implantació d'unes

condicions restrictives, amb importants variacions de salinitat. La colonització per esculls d'ostrèids gegants és un fet molt general de la fi de la seqüència deposicional de l'Albià inferior: es troben esculls de grans ostrèids a totes les conques de l'àrea estudiada. Aquestes construccions anuncien l'inici de la crisi de l'Albià mitjà a les conques del marge oriental d'Ibèria (fig. 4.53).

#### 4.10.4. FACIES DE MARGUES AMB BRAQUIÒPODES.

Formades per margues grises amb braquiòpods, representen les fàcies més profundes i més obertes del sistema de plataformes de l'Albià inferior.

#### 4.10.5. MODEL DEPOSICIONAL.

El model deposicional de la seqüència de l'Albià inferior seria una plataforma de carbonats del tipus de banc barrera, el qual protegiria una zona marginal de lagoon. (Fig. 4.53a).

La seqüència deposicional de l'Albià inferior es disposa amb un grau de recobriment menor que la seqüència infrajacent de l'Aptià. Aquestes condicions regressives influiran de manera important en el desenvolupament de les plataformes, les quals reflectiran l'inici de la crisi de l'Albià mitjà, amb l'entrada de grans masses de sediments terrígens, la fi de les condicions marines i la colmatació de les conques.



#### 4.11. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE TRAIQUERA, K1.6 (ALBIA MITJA).

L'anàlisi de fàcies i la interpretació estan basades en Ardèvol 1983.

##### 4.11.1. FACIES D'ESPLANADA DELTAICA SUPERIOR.

a) Lòbuls de crevasse splay. Són formats per seqüències negatives de fàcies, constituïdes de base a sostre per:

- Nivells de lignit (fins a 2 m), amb continuïtat lateral de diverses desenes de metres. Aiguamolls.

- Argiles carbonoses laminades que alternen amb nivells discontinus de lignit (fins a 5 m). Fàcies de desbordament.

- Lutites arenoses amb nivellets esporàdics de gresos lenticulars amb laminació encreuada de ripples de corrent i d'oscil·lació (fins a 5 m). Seqüència progradant de levée.

- Gresos lutítics de gra fi amb bases erosives (fins a 2 m). Canal de crevasse.

b). Seqüències de canals distributaris. Són formades per seqüències positives de fàcies, constituïdes de base a sostre per:

- Cossos lentiformes (fins a 50 m d'amplada i 10 m de gruix) formats per gresos de gra molt gruixut fins a fi, amb bases erosives i cicatrius internes d'erosió. Amb laminació d'encreuada a tabular de gran escala i de solc de

mitjana escala. Els paleocorrents són generalment unidireccionals. Localment, a la base, poden incloure petites barres de conglomerats. S'interpreten com a canals de tendència braided.

- Lutites virolades, localment grisenques, amb restes vegetals. Fàcies palustres i d'esplanada d'inundació.

c) Seqüències d'aiguamolls i canals distributaris. Són formades de base a sostre per:

- Nivells de lignit (fins a 6 m). Aiguamolls.

- Argiles carbonoses laminades que alternen amb nivells dm discontinus de lignit (fins a 5 m). Fàcies de desbordament.

- Lutites sorrenques amb nivellets cm de gresos amb estratificació lenticular (fins a 3 m). Seqüència progradant de levée.

- Set lenticular (fins a 5 m de gruix per 50 m d'amplada) de gresos de gra gros a fi i base erosiva. Superfícies d'acreció lateral a la base i ripples al sostre. Canal de tendència meandriforme (fig. 4.54).

La relació de fàcies que s'ha descrit és característica d'ambients flúvio-deltaics. En el cas concret que s'estudia es tractaria d'una esplanada deltaica superior amb domini fluvial o esplanada deltaica fluvial.

#### 4.11.2. ESPLANADA DELTAICA INFERIOR.

a) Seqüència regressiva d'esplanada mareal. Es formada per la seqüència positiva de fàcies (de baix a dalt) següent:

- Sets lenticulars de gresos amb base erosiva i lag d'ostrèids. Presenta estratificació sigmoidal (fins a 2 m). Canal sub o intermareal (fig. 4.55).

- Gresos lutítics de gra de mida mitjana a fina, interestratificats amb lutites grisenques (fins a 3 m). Presenten laminació encreuada de gran escala i baix angle i també estratificació flaser, wavy i linsen, ripples de corrent i d'oscil.lació. S'interpreten com a dipòsits de mixed sand flat.

b) Seqüència transgressiva d'esplanada mareal. Es constituïda per les següents fàcies de base a sostre:

- Lutites grisenques laminades (fins a 20 m) mud flat.

- Gresos de mida de gra variable, interestratificats amb lutites sorrenques. Presenten estratificació flaser, wavy i linsen. Alguns estrats són laminats, gradats, amb la base erosiva i laminació paral.lela (fins a 3 m). Els primers s'interpreten com sand mixed flat, i els estrats laminats com capes de tempesta.

- Set lenticular de gresos de gra molt gros amb base erosiva. Presenten laminació encreuada de petita i mitjana escala, estratificació flaser i ripples d'oscil.lació (fins a 3 m). Canal mareal.

c). Seqüència de mud flat-canal mareal. Es formada de base a sostre per:

- Cossos lenticulars (de 10 m de gruix per 100 d'amplada) formats per gresos de mida de gra gruixuda a mitjana, amb bases erosives i cicatrius internes d'erosió. Presenten laminació encreuada de solc de petita escala amb mud drapes i superfícies ondulades d'oscil·lació. Però també tenen nivells de laminació encreuada de solc de gran escala. S'interpreten com canals sinuosos sub o intermareals.

- Lutites grisenques fosques, amb laminació argila/llibre alternant. Inclouen intercalacions de gresos que formen petits sets lenticulars amb bases erosives. S'interpreten com un mud flat tallat per tidal creeks distributaris.

d) Seqüència de platja. Es formada, de base a sostre, per:

- Gresos lutítics massissos molt bioturbats, amb base neta i una mica irregular. Shoreface.

- Set tabular de gresos de mida de gra gros, el qual presenta laminació encreuada de gra i mitjana escala, i superfícies d'acreció que marquen el pas transicional al tram inferior. Foreshore.

- Gresos lutítics nodulosos amb superfícies i ripples d'oscil·lació.

La distribució vertical del conjunt de fàcies reflecteix una macroseqüència positiva. El conjunt d'aquestes associacions de fàcies pot ser integrat en un ambient deposicional d'esplanada deltaica inferior, que funciona pràcticament com una esplanada mareal.



#### 4.11.3. FACIES DE FRONT DELTAIC.

a) Seqüència de progradació deltaica. Es formada, de base a sostre per:

- Lutites grises amb esporàdics nivells cm de gresos de mida de gra fina amb estratificació lenticular (fins a 4 m). Barra distal.

- Alternança de capes de gresos de mida de gra molt fina, amb estratificació flaser i termes lutítico-sorrencs amb estratificació wavy i linsen (fins a 3 m). Barra intermèdia.

- Capes sorrenques amb bases generalment una mica erosives i sostres irregulars. Laminació encreuada de solc de mitjana escala. Aquestes capes són separades per intervals lutítico-sorrencs amb estratificació wavy i linsen (fins a 7 m). Barra proximal.

- Set de gresos de mida de gra molt grossa a fina, amb base erosiva. Presenten laminació encreuada de solc de gran escala amb mud-drapes (fins a 6 m). Canal (fig. 4.56).

b) Seqüència distal de progradació deltaica. Es formada per la successió següent, de base a sostre:

- Margó-calcàries noduloses que alternen amb lutites grises. Off-shore.

- Lutites grisenques que inclouen, cap a la part alta, nivells esporàdics cm de gresos amb estratificació lenticular (fins a 20 m). Barra distal-prodelta.

- Estrats sorrenco laminars de gra fi, els quals van passant gradualment a una seqüència del tram inferior.

La seqüència de fàcies (a) que s'anomenat de progradació deltaica, presenta caràcter inequívoc d'origen mareal. Es pot comparar amb les seqüències de progradació deltaica descrites per Brenner i Davies (1973, 1974), les quals s'interpreten com barres sorrenques mareals (tidal sand bars). Aquesta associació de fàcies i la (b), més distal, formarien part d'un context sedimentari de front deltaic, el qual es situaria a la vegada adjacent i per sota de les fàcies d'esplanada del tram inferior o mareal.

#### 4.11.4. MODEL DEPOSICIONAL.

La seqüència deposicional de Traiguera representa (fig. 4.58) una etapa important de sedimentació detrítica, la qual significa la fi del cicle sedimentari del Cretaci inferior. L'estudi de les seves associacions de fàcies ens portaria cap un complex deltaic, concretament d'un sistema deltaic dominat per les mareas (Galloway, 1975). Aquest sistema correspon a la Fm. Escucha i Fm. Montmell. Es tracta d'un complex deltaic que es va instal·lar de manera gradual, el qual queda reflectit en el gran desenvolupament, tant lateral com vertical, dels ambients i subambients deposicionals característics. Això fa que doni lloc a una seqüència deposicional amb una manifesta tendència progradant de NW a SE (fig.4.58).

## 5. DIAGENESI

### 5.1. INTRODUCCIO.

La diagènesi dels sediments carbonatats consisteix essencialment en la seva transformació en calcàries estables o dolomies. Els processos diagenètics de les roques carbonatades inclouen: la dissolució, els neomorfismes i reemplaçaments de minerals inestables, la compactació dels grans, i la litificació per la precipitació de ciments que omplen els porus. Són diversos els factors que controlen la naturalesa del producte final, però es podrien resumir en tres grans apartats: 1) la composició del sediment original, 2) la naturalesa dels fluids intersticials i els seus moviments, i 3) els processos físics i químics implicats, i el temps de duració d'aquests processos.

En aquest capítol es tracten primerament tots aquells aspectes més interessants que fan referència a les fàbriques i evolució mineralògica, com són: la calcitització de l'aragonita, l'origen del fang micrític i la

micritització, o també, la microsparitització neomòrfica. En segon lloc, s'estudien els principals tipus de ciments, i la seva relació amb les fàcies deposicionals i els ambients diagenètics. També es fa atenció als processos de laterització i carstificació, els quals arriben a ser molt importants en determinades etapes, com durant el Barremià. Tanmateix on s'ha fet més èmfasi és en els processos de dolomitització i els seus possibles mecanismes. El Malm i el Cretaci inferior de l'àrea estudiada són afectats per dolomititzacions volumètricament importants. A part del possible interès econòmic com roca magatzem d'hidrocarburs, o de caixa per mineralitzacions de sulfurs, aquestes dolomies tenen un gran interès científic. El seu origen ha estat llargament discutit per molts autors en els darrers anys.

## 5.2. FABRIQUES I EVOLUCIO MINERALOGICA.

Els carbonats del Juràssic superior i el Malm de l'àmbit estudiat són, actualment, formats només per calcita (LMC) i dolomita (i dolomita calcititzada). La mineralogia era, però, molt més diversa en els primitius ambients deposicionals, amb aragonita (coralls, dasicladals, algues codiàcies, algunes parts dels mol·luscs, rudistes, ...), calcita magnesiàna (HMC) (equínids, algues vermelles, solenoporàcies, foraminífers, ...), aragonita o calcita magnesiàna alta (ooids, pel·loides, grans compostos, fang micrític, ciments primerencs, ...), calcita (carofícies, oncòlits, fangs carbonàtics d'aigua dolça i ciments, ...), i dolomita (supramareal). La transformació del sediment original en els carbonats que ara ens trobem implica una gran varietat de processos, diagenètics, els quals ja s'han esmentat abans. Les roques carbonatades del Malm i del Cretaci inferior es presenten ben litificades i compactes, a part dels trams margosos, però molts detalls de la seva transformació en roques consolidades són encara poc coneguts. Tot seguit



es consideren alguns dels aspectes més significatius relacionats amb aquestes qüestions.

### 5.2.1. CALCITITZACIÓ DE L'ARAGONITA.

Han estat reconeguts dos tipus de calcitització de l'aragonita: dissolució i ompliment i calcitització paramòrfica. En el cas de la calcitització paramòrfica es possible distingir diferents graus de preservació d'estructures relictas d'aragonita. En alguns casos els processos de dissolució i ompliment semblen haver tingut lloc després de la calcitització paramòrfica i abans de la total litificació de la matriu. La calcitització dels ooids, suposats inicialment d'aragonita, presenta detalls força interessants. La dissolució centripeta dels ooids deixa un nucli micrititzat dins d'una cavitat buida i més gran. Aquest nucli residual (originàriament de calcita ?) hauria de quedar situat a la base dels motlles de ooids, però de fet se'l troba també en altres posicions. Alguns autors opinen que això passa com a resultat de la força de cristal·lització de la calcita de reompliment, la qual pot fer variar la posició del nucli residual i desplaçar-lo de la base. De tota manera, també podria ser que el nucli residual quedés flotant en les aigües intersticials. Knnewtson i Hubert (1969), estudien un cas de característiques similars, i diuen que es precis tenir una cimentació intergranular suficient abans de la dissolució de l'aragonita.

L'estudi de la calcitització de l'aragonita fa tota la impressió que el procés té lloc després d'estadis avançats de la cimentació. El moment, el temps de calcitització es difícil d'establir. Algunes calcàries molt margoses presenten encara relictas, força abundants, d'aragonita original. Si es compara amb exemples més recents, del Terciari o del Quaternari, es pot con-

siderar que la major part dels carbonats juràssics i cretácis van ser completament calcititzats, molt probablement, abans de la deposició de la seqüència deposicional suprajacent. Potser en el cas de les fácies més micrítiques i/o margoses, això tingué lloc una mica més tard.

#### 5.2.2. COMPACTACIÓ I PRODUCCIÓ DE FRAGMENTES ESQUELÈTICS DE MOL·LUSCS.

En alguns casos, els dipòsits juràssics o cretácis van ser originats ja com roques dures i litificades (construccions orgàniques incrustants, esculls, fons endurits), o van ser-ho en un espai de temps molt curt després de la seva diposició, com és el cas de la major part dels grainstones. Però, pel que fa el cas de les fácies suportades pel fang, la litificació completa, i la seva transformació en una roca dura, s'esdevé més tard, i probablement experimenten una important compactació del sediment tou. En aquest sentit, l'estudi de la fragmentació de les conquilles ha estat molt il·lustratiu de cara a conèixer els processos de compactació de les fácies suportades pel fang.

El gran nombre de fragments de mol·luscs que sovint hi ha a les fácies fangoses de baixa energia, resulta, de vegades, sorprenent. Tant sols l'acció ocasional d'onades de tempesta podria haver produït una trencadissa semblant, encara que amb menors quantitats de fragments. La intensa perforació a què estan sotmeses moltes conquilles, cas de la majoria de requiènids de l'Aptià superior, debilita l'estructura de la closca i fa més fàcil la seva fragmentació. La gran intensitat de perforació orgànica podria igualment significar que, una part de la fragmentació, fos el resultat de l'acció de predadors (peixos, vertebrats), organismes perforants litòfags, ..., en la seva busca d'aliments. Això no obstant, la importància d'aquest procés resulta

molt difícil d'avaluar. Una observació més detallada d'aquestes fàcies revela que moltes conquilles trencades mostren evidències de petits desplaçaments o transports, els quals segueixen, potser, processos diferents. Una intensa compactació dels sediments tendres podria explicar molts dels casos de closques trencades in situ. L'acció d'organismes excavadors (burrowers), animals o arrels de plantes poden produir diferències locals de compactació en sediments poc litificats. A les conquilles de rudistes requènids, és molt freqüent observar com s'ha produït el col.lapse per compactació de les closques parcialment dissoltes i molt perforades per esponges (Cliones ?). La dissolució de la part aragonítica de la conquilla podria ser una de les principals causes del col.lapse, sempre sota d'una capa de sediment prima. Tanmateix, l'enterrament més profund accentuarà la inestabilitat de la compactació. És possible que la intensitat dels marges de les conques, en relació als alts paleogeogràfics actius tectònicament, fos també una causa significativa de compactació dels sediments tendres fangosos. L'activitat tectònica a la vora dels alts es traduiria en moviments de compactació sobre els sediments tous micrítics adjacents.

Com a resum, es pot dir que el conjunt d'observacions sobre la bioturbació i els fragments de mol.luscs, fan la impressió que la compactació dels sediments tous fangosos va ser un procés important als sectors marginals de les plataformes de carbonats.

### 5.2.3. ORIGEN DEL FANG MICRÍTIC I MICRITITZACIO.

La gran abundància de grans constituïts per fins fragments esquelètics, ~~abandona~~ la idea que la major part del fang micrític pot derivar de la reolga



desintegració de diverses partícules esquelètiques. Això no obstant, cal considerar la possibilitat que una part significativa de l'abundant fracció micrítica, del Juràssic i el Cretaci de l'àrea estudiada, fos originada per micritització. S'han pogut reconèixer diversos tipus de micritització. Un d'ells és el ben conegut mecanisme de boring-and-filling, el qual tindria lloc en medis marins, i potser també en medis vadosos d'aigua dolça. Les envoltas micrítiques constructives (agradacionals) (micrite coatings) es presenten normalment com incrustacions d'aigua dolça. També les típiques envoltas micrítiques han estat formades per aquests processos destructius (i constructius?), els quals presenten les típiques característiques ja conegudes en molts altres exemples. La perforació per organismes (borers) pot arribar a ser tant intensa que afecti al conjunt de tot el gra, donant lloc a un gra micrític. En aquest cas, molt abundant, es fa molt difícil diferenciar-lo dels intraclastos micrítics o dels pèllets fecals. Per aquesta raó s'utilitza en aquest treball el terme pel.loide per designar indistintament tots els grans micrítics: pèllets, intraclastos i grans micrititzats, tan si són esquelètics com si no ho són.

Alguns grans micrititzats no presenten evidències d'haver estat els mecanismes de perforació (boring) la causa de la micritització. Aquests grans presenten tot un conjunt de característiques que els relacionen amb processos de blanquetització (chalkification). El resultat és el blanquet (chalky), el qual presenta una microporositat secundària, més o menys ben desenvolupada, formada per tota una xarxa de venes molt primes. L'origen d'aquesta microporositat no pot ser de tipus meteòric o freàtic com han defensat alguns autors. S'ha de pensar en processos diagenètics profunds, amb una gran pressió hidrostàtica i fluxos laminars (Esteban, com. personal). S'han localitzat blanquets en dos moments diferents: a la seqüència kimmeridgiana superior—berriasiana (J3.3, de la Salzedella), i a la seqüència deposicional aptiana



(K1.4, de Morella). En ambdues situacions són sempre en relació amb dolomies sacaroides i dolsparites (vegi's 5.4.2).

#### 5.2.4. LA MICROSPARITA NEOMORFICA.

Els carbonats juràssics i cretácics presenten dos principals processos neomòrfics de transformació de micrita en microsparita. En primer lloc hi ha una microsparitització a gran escala, la qual pot afectar el conjunt d'un estrat. En aquest tipus, les fàbriques neomòrfiques mostren una clara evidència del reemplaçament progressiu de les textures deposicionals originals. Aquests mosaics microsparítics apareixen immediatament per sota de les superfícies d'exposició submarines, però principalment de les subaèries. Es troben especialment desenvolupades en les fàcies mixtes de terrígens i carbonats, amb abundants crostes ferruginoses i lutites rubefactades o lateritzades. Aquest és el cas de la base de la majoria de nivells laterítics intrabarremians. Però també algunes superfícies d'altres tipus d'estrats poden presentar horitzons més prims, de fins alguns centímetres, de fàbriques microsparítiques. De manera general, és pot dir que hi ha un control textural del procés de microsparitització, aparentment relacionat amb la mineralogia original. Així, els grans que originàriament eren de calcita magnesiàna alta, semblen ser més resistent a aquest procés diagenètic. Mentre que la matriu, el ciment i els grans d'aragonita són reemplaçats ràpidament. Molt sovint, com passa durant el Barremià, la microsparitització és associada a dolomitització. Aquest és el cas típic de la base dels nivells laterítics de la Fm. de Calcàries i argiles laterítiques del Cantaperdius.

Com ja s'ha dit, també hi ha microsparititzacions a nivell de petita escala (mm-cm), i que solen afectar la part superior d'alguns bancs. L'exemple

més característic d'aquest tipus es troba en el sediment que omple les perforacions (burrows), degudes a la bioturbació d'animals o plantes, on es produeix el típic reemplaçament progressiu dels grans per microsparita i les floating textures. Es probable que la major concentració de matèria orgànica a les pistes afavoreixi la microsparitització. Moltes textures suportades per fang presenten petites taques (fins a 0.5 cm) de cristalls de mida microsparítica amb contactes difusos amb la matriu. Els processos que poden haver originat aquesta fàbrica són diversos: 1) rentat parcial per corrents episòdics, 2) col.lapse i rentat del sediment poc consolidat, i 3) cristalls detrítics de calcita de mida llim en posició geopetal. Malgrat tot, aquests processos no són el resultat d'una microsparitització com procés neomòrfic. Aquestes fàbriques no presenten mai el reemplaçament de les textures originals, i els grans no estan mai flotant en el mosaic microsparític. Els cristalls de calcita de mida llim poden ser el resultat de la lixiviació (leaching) de perfils microsparititzats en una zona vadosa (Dunham, 1969). Però també podria ser que les partícules resultessin de la perforació orgànica (boring). La microsparitització és el principal procés diagenètic en molts medis marginals, del Malm i del Cretaci inferior, en relació amb superfícies i episodis d'exposició subaèria.

### 5.3. LA CIMENTACIÓ.

Els carbonats del Juràssic superior i del Cretaci són totalment cimentats. La porositat deposicional primària es troba completament tancada per la cimentació, de la mateixa manera que la major part de la secundària (mòldica) i de fractura. Tan sols la porositat secundària més tardana, cavernes fractura i vug, es presenta parcialment cimentada.

Moltes de les fàcies granosuportades mostren el típic model de dues generacions episòdiques de ciments: 1) ciment inicial o primerenc, amb cristalls fibrosos en pallisade isopacs i vorejants (fringing) o dog-tooth; 2) ciment tardà, mosaics de cristalls equant blocky de calcita esparítica. Això no obstant, hi ha també molts carbonats granosuportats cimentats únicament per mosaics de calcita blocky. Amb les dades de què es disposa sobre els ciments, únicament de caire morfològic, no es pot generalitzar cap història de cimentació dels carbonats juràssics i cretácis. Està previst fer catodoluminiscència i anàlisi de microsonda en un futur immediat. Tornant als grainstones, hi ha evidències de cimentacions molt primerenques en molts casos, les quals són sempre de calcita esparítica blocky, mentre que n'hi ha d'altres que han estat cimentats molt més tard, sota condicions d'enterrament i després de la formació dels estilòlits de càrrega.

Les evidències de cimentació en medi vadós, amb ciments gravitacionals i de menisc, són molt poc freqüents. Tan sols els grainstones intercalats en el complex mareal de (Portlandià-Berriasià) la Fm. de Calcàries i dolomies de La Pleta, presenten un bon exemple de ciment gravitacional ben desenvolupat.

Les fàcies suportades per fang estan també intensament litificades. En aquestes fàcies les evidències de cimentacions primerenques són pràcticament inexistents, excepte per alguns intraclastos de micrita parcialment litificats i pels borings. La litificació completa de les fàcies suportades per fang va tenir lloc, probablement, més tard que a les fàcies granosuportades, tal com sembla suggerir la seva llarga història de compactació i calcitització.

Tant en el Juràssic com en el Cretaci, la tendència general és la completa cimentació dels carbonats, amb molt poques excepcions significatives. Tan sols a la part central i meridional de la Conca del Maestrat, hi ha unes



quantas localitats amb fàcies granosuportades que presenten només porositat interpartícula residual (Hauterivià superior, Barremià superior i Aptià superior). Aquests grainstones, l'únic ciment que presenten és de tipus isopac vorejant inicial. Una qüestió important seria poder conèixer quins són els factors que controlen la falta de cimentació tardana en aquests grainstones. Econòmicament podrien tenir una certa importància com a possible roca magatzem d'hidrocarburs, però la possibilitat de poder predir la seva tendència és molt baixa en no ser coneguts els mecanismes de control diagenètic. Més encara a l'actual plataforma continental, que per contra és l'únic indret on podrien ser interessants. Com a primera hipòtesi, es pot pensar que aquests grainstones més porosos haurien quedat fora de les influències les aigües dolces freàtiques, amb ciments esparítics de mosaics blocky.

#### 5.4. LA DOLOMITITZACIÓ.

La dolomitització és el procés diagenètic més important a l'àmbit d'estudi. Tal com es deia a la introducció d'aquest capítol el seu interès és doble: científic i econòmic. L'origen de la dolomitització és, encara, un dels problemes més grans que hi ha a la sedimentologia de carbonats. S'han reconegut diversos tipus de dolomies, amb diferents graus d'importància i intensitat, però que majoritàriament donen fàbriques comparables a les dolsparites.

##### 5.4.1. TIPUS DE DOLOMIES.

En total han estat diferenciats quatre tipus distints de dolomies, i que tot seguit es descriuen:



1) Dolomia pre-deposicional o dolomia detritica (doloarenita). Des del punt de vista volumètric és la de menor importància. Es localitza en nivells prims (20-30 cm) i en els complexos mixtos de terrígens i carbonats. Es situa a la base del Valanginià i de l'Hauterivià del Maestrat, i també a la base de l'Aptià i de l'Albià de la mateixa conca. A la conca de Salou-Garrafa s'ha reconegut a la base de la Fm. de les dolomies de Les Agulles, i en petites bossades dels bancs de rudistes del Barremo-Aptià prop del Vendrell (Esteban, 1973).

2) Dolomia supramareal. Aquest tipus està molt ben caracteritzat a la Fm. de Calcàries i dolomies de La Pleta, les quals constitueixen el complex d'esplanada mareal carbonatada més ben desenvolupat, i més extens, de l'àrea d'estudi. En altres etapes, en fàcies supramareals, com ara són: la Fm. de calcàries de la Bastida (Valanginià) o la Fm. de les margues i calcàries de les Artoles (Barremià), entre d'altres, també ha estat reconegut aquest tipus de dolomia. Aquesta es troba normalment associada a algal-mats laminats i a fàbriques de gra fi. Aquests tipus de dolomies s'interpreten pel model de filtratge i reflux (seepage-reflux) proposat per Adams i Rhodes (1960). L'altre mecanisme possible podria ser el del bombeig per evaporació (evaporite pumping), però no hi ha evidències al registre mareal de restes d'evaporites que permetin associar-les a sabkhas costaneres.

3. Dolomies relacionades amb paleosòls. Formades en ambients subaeris i probablement relacionades amb l'activitat edàfica subaèria o subaquàtica. S'han trobat indistintament tant a la base de sòls laterítics com dels sòls hidromorfs. Aquesta dolomia es caracteritza per formar cossos laminars (de 20-30 cm de gruix) i presentar un perfil diagenètic clarament relacionat amb el paleosòl suprajacent. Aquestes dolomies són normalment associades a una intensa microsparitització i marmoritització. Sovint el sostre dels bancs

mostra un encrostatament ferruginós que recobreix una zona de bretxes dolomítiques. Són típiques a les Fms. dels Mangraners (Valanginià), i del Cantaperdius (Barremià) i també de la Fm. d'Herbers (Hauterivià). Es a dir, de tots els carbonats d'aigua dolça. El mecanisme de dolomitització podria estar relacionat amb les lutites com a font de magnesi (Kahle, 1965).

4. Dolomies dels alts paleogeogràfics. Formen cossos amples i irregulars, que poden arribar a gruixàries considerables (més de 100 m). Han rebut diferents noms: Fm. de dolomies de les Talaies, Fm. de Dolomies superiors de Garraf, Fm. de Dolomies de Les Agulles, ... (fig. 3.7). Aparentment són associades amb les zones d'alts paleogeogràfics (fig. 5.1). Cronostratigràficament abasten l'interval Oxfordià-Albià. Aquest tipus de dolomies van ser interpretats per Giner (1980) com produït<sup>des</sup> per un mecanisme d'aiguabarreig (mixing-zone), (Badiozamani, 1973).

A la major part dels casos, les relacions geomètriques són l'únic criteri per poder diferenciar aquest tipus de dolomies. Sovint les fàbriques que presenten no són prou diferenciadores, i encara que hagin actuat diversos mecanismes, la possible superimposició local pot emascarar la història dels fets. Es a dir, que fora de l'aflorament i a nivell de mostra de mà, totes les dolomies són molt similars.

#### 5.4.2. LES DOLOMIES DELS ALTS PALEOGEOGRAFICS.

La relació entre els grans cossos dolomítics i els sectors d'alts paleogeogràfics és un aspecte que ha cridat l'atenció de diversos autors des de fa temps. Així, Esteban (1973) es va a donar d'aquesta relació en el cas de les dolomies del Juràssic superior. També Canerot (1974) fa referència al

clàssic concepte de relació de cossos dolomítics amb alts paleogeogràfics, concretament pel que fa a la dolomitització de l'Aptià superior al sector d'Alt del Maestrat meridional (zona de Vistabella del Maestrat) (fig. 5.2). Més tard, Giner (1980) construeix una hipòtesi general per explicar l'origen d'aquests grans cossos dolomítics, en la qual aplica el model d'aiguabarreig (mixing-zone) de Badiozamani (1973). Això implicaria que, en les zones de llindars paleogeogràfics, les fàcies adjacents, més marginals, i en general les àrees de transició entre els sectors d'entrada d'aigües dolces i les àrees amb influència d'aigües marines, serien les més afectades. Si es complís el model de Dorag o d'aiguabarreig, la dolomitització es faria molt més important en les etapes més regressives, i sobretot a les àrees amb importants entrades d'aigua dolça a la conca. Els criteris emprats per Giner (1980) van ser únicament geomètrics, amb la formació d'uns cossos dolomítics que tindrien un sostre relativament pla i una base més irregular, amb tascons de dolomia que s'interdigitarien amb les fàcies calcàries adjacents.

Les meves observacions i estudis sobre el terreny han permès precisar el següents punts sobre la geometria i les condicions d'aflorament d'aquestes dolomies de les zones de llindar:

- 1) Si bé es cert que hi ha cossos dolomítics importants en relació als alts paleogeogràfics, també n'hi ha de categoria semblant en zones de depocentre de les conques. Aquest és el cas de la Fm. de dolomies de Les Talaies (Kimmeridgià superior-Berriasià), al sector de St. Mateu-La Salzedella, on formen importants cossos dolomítics de més de 100 m de gruixària. Els materials de la mateixa seqüència deposicional (J3.3, La Salzedella) són també intensament dolomititzats en sectors de llindars paleogeogràfics, com a l'anticlinal de Bovalar o al Tossal d'Orenga. Els carbonats



de la seqüència deposicional de la Salzedella són sempre marins d'aigües somes.

2) No tots els alts paleogeogràfics tenen flancs dolomititzats, i quan tenen dolomies associades no tots els flancs del mateix alt són dolomititzats.

3) Hi ha carbonats d'aigües marines relativament profunds que mostren tascons de dolomia, amb la certesa que mai van quedar exposats, ni a prop d'una zona de llindar paleogeogràfic. Tal és el cas de les dolomies de la Fm. de calcàries de Sta. Magdalena del Polpís (Seqüència deposicional Kimmeridgià inferior, J3.2), tant a la Serra d'En Canes com a la localitat tipus.

4) Durant l'etapa d'entrades importants d'aigua dolça als sectors marginals de la conca del Maestrat, Valanginià-Barremià, no hi ha pràcticament formació de dolomies en relació amb aquestes fàcies continentals, tal i com s'hauria d'esperar de complirse el mecanisme de Dorag. Potser alguns petits tascons dolomítics de la Fm. del Cantaperdius (Barremià) podrien haver estat formats en el context d'aiguabarreig (El Parrissal, Beseit).

5) Pel que fa a la geometria dels cossos dolomítics a les zones d'alts, encara que hi ha afloraments molt bons, no és possible observar mai relacions geomètriques com les que descriu Giner (1980). Les grans llentilles, de sotre pla i base amb tascons, són més una forma més deduïda que no observada.

6) Les observacions de camp, a més petita escala, permeten comprovar com hi ha dolomies a les zones d'alts paleogeogràfics que són en clara relació amb fractures (fig. 5.3), i també amb superfícies d'estratificació i diàclasis (fig. 5.4).



7) Al sector més meridional de l'àrea d'estudi, hi ha l'anomenat Alt Ibèric sudoriental (Canerot, 1974), el qual és un llindar paleogeogràfic durant la sedimentació del Cretaci inferior. La seva existència ve coordinada per l'important accident d'Ateca-Castelló, i s'estén en direcció NW-SE (fig. 6.9, 6.10). Damunt d'aquesta àrea d'alt paleogeogràfic els materials de l'Ap-tià superior sofreixen una important dolomitització. Les dolomies són dolsparites i es troben associades a mineralitzacions de Pb i Zn (Michel, 1974). En tots els casos, la dolomitització i la mineralització són controlades per un sistema de falles sinsedimentàries (fig. 5.5, 5.6) i/o per juntes d'estratificació i diàclasis (fig. 5.7). Michel (1974), considera que es tracta de dolomies originades per un mecanisme de bombeig per evaporació (seepage reflux) dins del context hipersalí de sabkhas costaneres. Les mineralitzacions de Pb i Zn, contemporànies, es formarien per concentracions de minerals sedimentaris i precipitacions als sectors adjacents de salinitat menor i condicions anòxiques (fig. 5.8).

Les etapes més importants de dolomitització relacionada amb zones d'alts paleogeogràfics són:

1) Seqüència deposicional de la Salzedella, J3.3 (Kimmeridgià superior-Berriasià). En aquesta etapa és on es produeixen probablement les masses més importants de dolomia. La totalitat de la seqüència pot estar dolomititzada o com a mínim només la base. Aquesta dolomia pot sobreimposar-se a les dolomies de les esplanades mareals de la Fm. de calcàries i dolomies de La Pleta, originades pel mecanisme de bombeig per evaporació. Les dolomies d'aquesta etapa són conegudes a la literatura freqüentment com dolomies del trànsit Juràssic-Cretaci o dolomies J-C.

2) Seqüència deposicional de Morella, K1.4 (Aptià no basal). S'esdevé una important dolomitització de les calcàries de rudistes (Fm. de Villarroya), tant al Maestrat, sobre l'Alt del Maestrat Meridional, com als Catalànids (fig. 5.2). Les margues de la Fm. del Forcall, de la base de la seqüència deposicional poden haver actuat com un obstacle a la propagació de la dolomitització?. També és molt ben desenvolupada a la zona de Morella i de Rosell i Bel, prop del vorell N de la conca del Maestrat.

3) Seqüència deposicional de Vistabella, J3.2 (Kimmeridgià inferior). Presenta intercalacions de cossos dolomítics d'alguns metres (fins a 20 m a la Salzedella<sup>e</sup>). Prop de Vistabella del Maestrat, al Coll de Vidre, aquesta dolomitització està clarament relacionada amb falles, a la vegada que adquireix major importància.

4) Seqüència deposicional St. Mateu, K1.1 (Hauterivià). A la Fm. Calcàries de la Llàcova es dolomititzen els cossos calcarenítics, però sense arribar a constituir masses importants.

5) Seqüència deposicional d'Ares, K1.2 (Barremià). Tascons dolomítics dins la Fm. de Calcàries i argiles laterítiques de Cantaperdius. Principalment al sector de Beseit, al Parrissal.

Encara que hi hagi hagut etapes on la formació de dolomies va ser molt important, cal excloure la idea d'una única etapa de dolomitització. Les evidències de camp senyalen diverses fases espaiades en el temps. Evidentment, hi ha zones on hi ha hagut l'amalgamació o la sobreimposició d'algunes o de totes elles, el que fa que el seu estudi sigui especialment complicat. L'altra qüestió fa referència a quin ha estat el mecanisme de la dolomitització, i si ha estat únic o hi han actuat diversos mecanismes al llarg del temps?.

### 5.4.3. PETROLOGIA DE LA DOLOMITITZACIO.

S'utilitza la terminologia emprada per Friedman (1965). La descripció de les fàbriques es fa en tres possibles estadis d'evolució de les fàbriques dolomítiques.

1) Estadis inicials. Hi ha dos tipus principals d'evolució de les fàbriques en els processos de dolomitització que afecten els carbonats del Juràssic superior i del Cretaci: (i) dolomita porfirotòpica <sup>h</sup> <sup>al</sup> euèdrica que creix en fàbriques de mosaics de cristalls idiotòpics o hipidiotòpics (dolomies supramareals de reflux i dolomies dels alts paleogeogràfics), (ii) grups de cristalls <sup>h</sup> <sup>als</sup> anèdric que creixen en mosaics de cristalls xenotòpics (dolomies dels paleosòls). Els cristalls de dolomita de les dolomies dels altes <sup>S</sup> paleogeogràfics, sovint són de mida gran i presenten cares corbades i extinció ondulant. Es l'anomenada dolomita "barroca".

2) Estadis intermedis. Els carbonats dolomititzats poden sofrir dos tipus diferents d'evolució de les fàbriques: (i) cristalls euèdrics zonats, (ii) fàbriques poiquilotòpiques. El control de l'evolució de les fàbriques pot ser per diverses causes, de les quals se'n comenten algunes. Totes aquestes modificacions de les fàbriques poden estar molt bé relacionades amb múltiples canvis del quimisme dels fluids de formació, implicant calcititzacions (dedolomititzacions). Els cristalls zonats de dolomita semblen ser més importants en els mosaics porfirotòpics i de fàbrica idiotòpica. Els grups de cristalls amb fàbrica xenotòpica semblen afavorir el desenvolupament de fàbriques poiquilotòpiques.

3) Estadis avançats. Les fàbriques complexes de tipus xenotòpic i poiquilotòpic semblen ser els estatges finals de l'evolució de les dolomies



del Juràssic superior i del Cretaci inferior. Els estadis avançats van associats a vugs, cavernes, bretxes de collapse, generacions de sediment intern d'origen càrstic i mida llim. Es a dir, amb moltes senyals que evidencien, sovint, intensa circulació d'aigua i dissolució dels cossos dolomítics. Aquestes fàbriques s'haurien originat en períodes de llarga exposició i carstificació per aigua dolça. La meteorització intensa de les dolomies tendeix a donar una fàbrica granular, microsparítica de tipus xenotòpic.

Les dolomies poden tenir valors interessants de porositat intercrystal·lina durant els estadis d'evolució que s'han denominat intermedis. Aquests estadis poden ser també associats a porositats de tipus mòldica (rudistes, coralls) i a porositat secundària inter i intragranular en les fàbriques granosuportades. Les fàbriques dolomítics en estadis avançats són sempre més tancades, però en determinades zones el desenvolupament de la porositat vug i de caverna pot augmentar considerablement la seva porositat.

#### 3.4.4. ANÀLISIS ISOTOPIQUES.

S'han realitzat anàlisis d'isòtops estables de carboni i d'oxigen, concretament de  $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{18}\text{O}$ . Les anàlisis han estat efectuades pel Dr. Prezbindowski (International Petrology Research, Tulsa Oklahoma). Les mostres analitzades, provenen de les quatre etapes més importants de dolomitització relacionades amb zones d'alts paleogeogràfics (vegi's 5.4.2). Per a la seva millor visualització s'han representat en un diagrama estratigràfic (fig. 5.9), amb la distinció entre calcàries i dolomies. El criteri que s'ha seguit en el mostreig és el d'agafar mostres de dolomia i la corresponent equivalent de calcària, les quals són relacionades per portar la mateixa sigla.



En tractar-se de mostres de dolomies superficials, exposades a la meteorització, es troben sovint parcial o totalment calcititzades: han sofert un procés de "dedolomitització". Així, l'anàlisi per difracció de raig-x ens informa que les mostres CU-101, CU-100 i TO-1A estan completament calcititzades, i òpticament presenten cristalls grans romboèdrics molt ben zonats. Quan el procés no ha estat tan intens, les dolomies apareixen parcialment calcititzades, com és el cas de les mostres BEL-100, BEL-102, SM-86 i CV-1, en les quals l'aparició de cristalls zonats és molt menor.

Les concentracions isotòpiques són referides en unitats  $\delta$ , en les quals  $\delta_{C13}$  i  $\delta_{O18}$  són definides en relació a un patró internacional. En aquest cas s'utilitza el patró normalment usat per les roques i els minerals carbonàtics, és el patró PDB. Aquest patró va ser preparat a partir d'un belemmit de la formació cretàica P.D. dissolt parcialment en àcid fosfòric, la composició isotòpica d'aquest és  $\delta_{O18} = 0$  i  $\delta_{C13} = 0$ .

Les composicions isotòpiques són representades en un diagrama cartesià (fig. 5.10). En aquest diagrama s'han corregit els efectes de la meteorització en les mostres de dolomies parcialment calcititzades. Aquest efecte produeix, essencialment, l'increment en isòtops lleugers de  $\delta_{O18}$  i/o  $\delta_{C13}$ .

A la fig. 5.11 s'han representat només les composicions isotòpiques corregides i s'han indicat amb fletxes gruixudes les tendències de canvis isotòpics. Es molt evident que aquestes composicions no estan en equilibri. A partir dels valors en composicions isotòpiques de les calcàries, les dolomies haurien de caure entre valors de  $-2$  i  $-4$   $\delta_{O18}$  PDB. El desplaçament de les dolomies cap a valors més negatius de  $\delta_{O18}$  PDB prova que la temperatura és un factor bàsic a la seva gènesi. La composició isotòpica d'oxigen d'un mineral és controlada per la temperatura de precipitació i per la composició d'oxigen

isotòpic de l'aigua en la qual es forma el mineral (Land, 1985). La relació concreta entre aquests tres paràmetres no és encara tan ben coneguda com per altres minerals, cas de la calcita i del quars. De tota manera, els desplaçaments cap a valors més negatius de  $\delta$  O18 PDB en dolomititzar-se les calcàries és, com ja s'ha dit, un argument significatiu de que la temperatura ha influït bàsicament en el procés de dolomitització.

Resulta més problemàtica la interpretació de per què en dolomititzar-se les calcites sofreixen un desplaçament cap a valors més positius (pesats) de  $\delta$  C13 PDB. Aquests alts valors de carboni poden indicar la incorporació de fraccions de matèria orgànica hidrocarbonosa, en un procés similar a la destilació o la fermentació. Sembla ser que per concentració a partir d'aigües hidrotermals es podria arribar a relacions d'aquest ordre (Prezbindowski, com. personal).

#### 5.4.5. ORIGEN DE LA DOLOMITITZACIÓ.

Com ja s'ha comentat anteriorment, han estat proposats diferents mecanismes per explicar la formació dels grans cossos dolomítics, principalment en relació amb sistemes soms hipersalins i d'aiguabarreig d'aigües meteòriques i marines. Però les evidències de camp, petrològiques i de composició isotòpica, suggereixen que altres mecanismes poden haver estat implicats en l'origen i configuració d'aquests cossos dolomítics. S'ha vist com en molts casos són clarament sin o post fracturació, i la dolomitització es produeix al llarg de les zones de fracturació. Aquest fet és observable a nivell d'aflorament, des de l'escala mètrica, a exemples de l'ordre 10 km, damunt l'Alt Ibèric Sudoriental a la zona mineralitzada de Valdelinares (fig. 5.6). Les relacions d'isòtops estables d'oxigen i carboni PDB reflectirien un

ambient d'enterrament de profunditat intermèdia amb la influència de fluids més calents que els de medis meteòrics i/o marins. Les dolomies hidrotermals presenten, normalment, una temperatura de fraccionament de la composició isotòpica de l'oxigen tal que permet diferenciar-les bé de les formades per altres mecanismes Scoffin (1987). Malgrat tot no cal descartar la possible barreja d'aigües marines amb les aigües profundes meteòriques. La font del Mg podria haver estat principalment marina, però, hipotèticament, aquests fluids podrien haver estat influenciats per les salmorres (brines) riques en Mg derivades del Triàsic (Salas et al., 1986b).

Els dipòsits de Pb i Zn de l'Alt Ibèric Sudoriental també s'haurien format com resultat dels mateixos fluids que van originar la dolomia de caixa. Michel (1974) senyala que el basament paleozoic és ric en concentracions de Pb, Zn i Cu.

La dolomitització per la circulació de fluids hidrotermals, aprofitant la fracturació i/o la porositat de la roca original, és un dels processos més importants involucrats en la formació de grans cossos de dolomies massisses (Land, 1985). La literatura ens forneix nombrosos exemples, dels quals tot seguit se'n comentaran uns quants. Un cas clàssic és el del Cambrià de Bonneterre Dolomite, al SE de Missouri (Gregg, 1985), la dolomia cobreix una gran extensió de 16.000 km<sup>2</sup>, on la dolomitització epigenètica és associada a dipòsits de Zn del tipus Mississippi valley. Les dolomies provençals, prop de Montpellier (IFP, 1959), també del Cretaci inferior, són clarament controlades per fractures, les seves relacions isotòpiques són molt semblants a les de la conca del Maestrat, pel que fa a l'oxigen, encara que els carbonis no passen de + 2 (Esteban, com. personal). Al Triàsic mitjà de les Dolomites (Alps italians), es produeix una important dolomitització massissa al llarg d'un sistema de fractures (Newton i Hardie, 1986).



Les dolomies de la Fm. Mifflin de l'Oxfordià mitjà de Wisconsin van ser estudiades per Badiozamani (1973), de les quals va obtenir el famós model de Dorag o d'aiguabarreig. Curiosament, aquestes dolomies són la caixa de mineralitzacions hidrotermals de Pb i Zn i tenen la relació isotòpica típica de dolomies hidrotermals (Hardie, 1987). Un fet semblant també té lloc a l'Allen Bay Dolomite (Ordovicià), interpretada per Land et al. (1975) com d'origen d'aiguabarreig, però que també dona valors isotòpics que cauen dins del camp hidrotermal (Hardie, 1987).

A manera d'hipòtesi, s'assaja la construcció d'un model de convecció geotèrmica basat en les idees de Kohout (1967). El sistema constaria de dues entrades d'aigua: la meteòrica i la marina, les quals serien impulsades pels efectes del flux calorífic geotèrmic. Considerar una anomalia de flux geotèrmic com la bomba impulsora principal del sistema de circulació d'aigua, no és desenraonat (fig. 5.12). Sobretot si tenim en compte que hi ha un conjunt de circumstàncies geodinàmiques favorables, tals com: el considerable aprimament de l'escorça durant el Mesozoic (vegi's capítol 6) i l'existència d'un punt calent amb vulcanisme triàsic i juràssic. A la conca de Sòria, un alt flux calorífic, relacionat amb l'important aprimament de l'escorça, desenvolupa un metamorfisme de baix grau durant el Juràssic superior i el Cretaci inferior (Guiraud i Seguret, 1985).

L'estudi de les inclusions fluides dels cristalls de dolomita no han tingut èxit de moment ja que són massa petites. L'estudi de les inclusions fluides de les dolomies i/o de l'esfalerita associada, és una de les feines a fer a curt termini (amb la col.laboració del Dr. C. Ayora). També calen fer estudis de catodol.luminiscència. Amb totes aquestes tècniques es podrà precisar molt la temperatura, composició dels fluids dolomititzants, i



determinar l'ordre dels diferents esdeveniments diagenètics, inclús si hi ha hagut migració durant el Terciari.

## 5.5. LATERITZACIO I CARSTIFICACIO

Com s'ha vist als capítols anteriors, els fenòmens d'emersió són freqüents a l'àmbit estudiat. L'exposició subaèria d'amples zones de les plataformes de carbonats produeix etapes de carstificació més o menys ben desenvolupades. Quan les condicions climàtiques són apropiades també es desenvolupen sòls laterítics.

Les etapes de carstificació més importants són: (i) el sostre de l'Albià inferior (D11), (ii) el sostre de l'Albià mitjà (D3), i (iii) el Valanginià superior (D2). Durant el Barremià es produeixen com a mínim quatre nivells de laterització els quals van acompanyats de la carstificació del substrat. Al sector dels Ports de Beseit, al Cantaperdius els quatre nivells de laterites són intercalats, majoritàriament, dins de carbonats d'aigua dolça (fig. 5.13) (Combes, 1969). Mentre que a la Cubeta del Perelló, al sector del Mas de Favià, també hi ha quatre nivells d'argiles laterítiques amb mineralitzacions ferruginoses, però intercalades dins de fàcies marines somes. Això ens indica que les exposicions subaèries del Barremià van deixar al descobert també sectors importants de l'àmbit marí de les plataformes de carbonats. L'origen d'aquestes discontinuïtats subaèries intrabarremianes podria ser eustàtic: la correlació amb les seqüències i discontinuïtats de Haq et al. (1987) durant el Barremià és molt bona.

Fora ja de l'àmbit d'estudi hi ha també una important etapa de carstificació amb importants acumulacions d'argiles laterítiques. Es tracta

del límit Senonià-Terciari (D4), amb les argiles laterítiques del Pinell de Brai i Prat de Compte.

Etapes menors de carstificació, però no per això sense significació important, també han estat reconegudes a la base de l'Aptià (d8) i a l'Aptià inferior (d9).

Segons Combes (1969) es poden distingir quatre tipus d'argiles laterítiques i bauxites considerant la seva posició estratigràfica i temporal:

1) Tipus 1. Es troba als jaciments més septentrionals, i constitueix les "veritables" bauxites de Fontdespala, les quals es troben barrejades amb argiles laterítiques i argiles lignitoses dins de bossades càrstiques. Aquesta carstificació afecta al Dogger i al Juràssic superior. Les bosses són segellades per les fàcies gresoses de l'Albià (Fm. Utrillas ?) i les calcàries dolomititzades del Cenomanià. La bauxita és sovint pisolítica, amb la matriu de vegades desferrificada. Aquesta té gibbsita-caolinita-hematites/goethita i un mica de boehmita i de diàspor. Les argiles laterítiques associades són caolinita-hematites/goethita (Combes, 1969).

2) Tipus 2. Argiles laterítiques. Situades a la base en Barremià, on constitueixen un sol nivell que recobreix expansivament termes cada vegada més antics del substrat. De vegades reposen en discordança angular clara sobre aquest substrat basculat i erosionat (vegi's 3.2.6). Aquest accident és la materialització de la discontinuïtat finihauteriviana (d7) als sectors marginals (Beseit, Salou) d'algunes conques. Aquest nivell laterític (més de 10 m) es pot seguir al llarg d'alguns quilòmetres. A la base, la roca es troba més o menys carstificada. Les laterites mostren perfils d'alteració amb:

argiles rogenques (base), argiles virolades i concrecions acumulades, sovint, en nivells prefents, de tipus pisolític o coated-grains.

3) Tipus 3. Argiles laterítiques. Formen diversos nivells dins del Barremià, sovint quatre. Al sector dels Ports de Beseit, Mas de Bayberans, el Barremià és format per calcàries d'aigua dolça, majoritàriament, que passen lateral i verticalment a les fácies marines somes. Al sector de Mas de Favià, a la Cubeta del Perelló, a la pista del Gavadà, els terrenys del Barremià marí tenen fins a quatre intercalacions d'aquestes argiles laterítiques. El grau de carstificació del substrat és considerable per cada nivell. Les bossades càrstiques, a més d'argila, contenen gran quantitat de minerals ferruginosos. D'unes mostres separades magnèticament, s'han pogut determinar per difracció de raigs-x: hematites, goethita i maghemita. Aquestes acumulacions ferruginoses havien estat explotades antigament.

Aquestes argiles laterítiques són de fácies similars a les del tipus 2. Els nivells que formen poden ser seguits al llarg de centenars de metres i fins a més d'un quilòmetre (fins a 10 m de gruix). Els perfils mostren les típiques fácies de paleosòls, amb marmoritzacions, senyals d'arrels, tubs d'arrels, dissolucions, rubefaccions, sempre sobre un substrat amb senyals d'alteració i carstificació.

4) Tipus 4. Argiles laterítiques silícies. Apareixen al sostre del Cretaci superior, i senyalen la discontinuïtat major de la base del Terciari (D4). Un bon aflorament d'aquests materials és el del marge septentrional del Pantà de la Pena.

## 6. SEDIMENTACIÓ I SUBSIDÈNCIA



## 6. SEDIMENTACIO I SUBSIDENCIA.

### 6.1. INTRODUCCIO.

Les conques sedimentàries intracontinentals del marge oriental d'Ibèria han sofert una subsidència important des del Permo-Trias. Així, el gruix total dels sediments acumulats durant el Mesozoic pot atènyer més de 6.000 m. La història d'aquestes conques pot explicar-se per una successió d'etapes tectònicament més actives seguides de períodes més calmats. Algunes etapes han afectat a totes les conques, aleshores les causes s'han de buscar en relació amb esdeveniments geodinàmics de gran escala, com els moviments de la placa Ibèrica. Però també hi haurà altres etapes que estaran relacionades amb fenòmens de caire més regional o local, com poden ser l'activitat de les zones d'alts paleogeogràfics o l'obertura o tancament d'una entrada del mar o badia.

La història de la subsidència del basament queda reflectida de manera més o menys precisa per l'evolució del gruix de la columna sedimentària dipositada

a la conca. Es poden diferenciar dos tipus de subsidència: la subsidència observada, i la subsidència tectònica. La primera depèn de la càrrega de sediment i de la subsidència tectònica del substrat. Per calcular la subsidència tectònica s'ha utilitzat la tècnica anomenada del backstripping utilitzada per Steckler i Watts (1978). Aquesta tècnica consisteix ~~en~~<sup>a</sup> anar retirant progressivament les capes sedimentàries al llarg del temps i anar descompactant els sediments subjacents. Per poder determinar la subsidència tectònica de la conca utilitzant la tècnica del backstripping cal conèixer previament la compactació, la paleobatimetria, el nivell del mar en cada interval de temps considerat i les diferents respostes de la litosfera a les càrregues de sediment de cadascuna de les etapes de temps durant l'evolució de la conca.

Els càlculs s'han realitzat tan sols per al depocentre de la conca del Maestrat (fig. 6.1), al sector de la Salzadella-Càlig. Per l'interval Permià superior-Dogger les dades de gruixària s'han obtingut de les fitxes dels sondatges de petroli de la Salzadella (n 329) i de Càlig (Maestrat-1, n 377). El Muschelkalk superior no es va detectar en cap dels dos sondatges, molt probablement en relació a la seva desaparició per l'efecte de falles lístriques sustractives produïdes durant la distensió mesozoica (Martínez del Olmo, com. personal). Per aquesta causa les dades de potència del Muschelkalk superior s'han hagut d'extrapol·lar del sondatge de Mirambell (n 322). Pel que fa a l'interval Oxfordià-Senonià, les potències han estat mesurades sobre el terreny, al sector de la sèrie tipus. El Cenomanià terminal, el Turonià i el Senonià, també s'han mesurat directament al camp, però en sectors adjacents al de la sèrie tipus.

Les edats absolutes i els nivells relatius del mar respecte del nivell actual s'han obtingut de les taules de Hag et al. (1987). Les paleobatimetries

s'han estimat a partir de les fàcies i del contingut fòssil, amb tots els errors que això suposa.

Totes les dades de partida i els diferents paràmetres calculats al llarg del capítol són resumits a la taula (Fig. 6.2).

L'estudi de la subsidència es fa per tota l'etapa de distensió mesozoica, ja que no tindria sentit de restringir-lo només a l'Oxfordià-Cretaci inferior.

## 6.2. SUBSIDÈNCIES OBSERVADES.

La variació i evolució de la subsidència observada, entre el Permià superior i el Senonià, es presenta (Fig. 6.3) en un diagrama cartesià en funció del temps geològic absolut. Per facilitar la comparació, en el mateix diagrama també es presenta la subsidència observada descompactada i la subsidència tectònica. Sobre la corba de subsidències observades i també a l'escala auxiliar dels temps geològics, s'han senyalat els punts de discordances observades sobre el terreny, amb la indicació de quines discontinuïtats corresponen. El primer que crida l'atenció és que el punt on es situen les discordances està sempre molt aprop, o coincideix, amb l'inici d'un trencament de pendent de la corba de subsidència. En principi, les ruptures de pendent de la corba de subsidència estarien en relació amb períodes d'augment o de reactivació de l'activitat tectònica del basament.

## 6.3. VELOCITATS DE SUBSIDÈNCIA OBSERVADES.

Calculades en metres per milió d'anys (m/ma), també anomena des Buffnos per Ficher (1969). De l'estudi del gràfic de velocitats de subsidència

observades (Fig. 6.4) es poden discriminar <sup>cinc</sup> quatre poblacions de velocitats: 1) Permià superior-<sup>Oxfordià</sup> Dogger, 2) Kimmeridgià-Valanginià, 3) Hauterivià-~~Albià~~ <sup>Albià</sup>, 4) ~~Borreumè - Albià~~ <sup>Borreumè - Albià</sup>  $\frac{1}{2}$ , 5) <sup>Albià superior-Senonià</sup> Albià superior-Senonià. D'aquestes <sup>cinc</sup> quatre poblacions, la segona (Kimmeridgià-Valanginià) i la ~~tercera~~ <sup>quarta</sup> ~~(Hauterivià-~~Albià~~)~~ <sup>Borreumè - Albià</sup>  $\frac{1}{2}$  són les que presenten velocitats de subsidència majors, les quals poden ser de l'ordre de 100 i 150 m/ma. (Fig. 6.4), mentre que per a la primera <sup>tercera i cinquena</sup> ~~quarta~~ poblacions, les velocitats no passen dels 25 m/ma, cosa que ens indicaria que l'activitat tectònica seria també menor per aquestes dues etapes.

#### 6.4. SUBSIDENCIES OBSERVADES AMB CORRECCIÓ DE LA COMPACTACIÓ.

Per determinar els gruixos dels sediments abans de la seva compactació, és precís calcular primer la variació de la porositat del sediment en funció de la profunditat. Athy (1930) va ser el primer autor en suggerir que les porositats del sediment decreixen exponencialment amb la profunditat segons l'expressió:

$$\phi(z) = \phi_0 e^{-z/cz} \quad (1)$$

on  $z$  és la profunditat d'enterrament,  $cz$  és la profunditat constant de compactació, que en el nostre cas s'ha pres igual a  $0.4086 \text{ Km}^{-1}$ ,  $\phi_0$  és la porositat zero-inicial, i  $\phi(z)$  és el valor de la porositat per una profunditat  $z$ . La variació de la porositat en funció de la profunditat s'ha representat a la Fig. 6.5.

Com ja s'ha comentat anteriorment, la tècnica del backstripping consisteix en anar eliminat intervals de sediment de la columna, a la vegada que es fa una correcció de la compactació, a fi de restituir l'alçada original de la columna de sediment abans de la seva compactació. Per fer la correcció de compactació es té en compte que quan una porció superior de sediment és



eliminada de sobre una columna, el sediment que resta a la columna s'expandeix absorbint l'aigua que antigament havia expulsat el proces de compactació. Això no obstant, el volum actual dels grans del sediment roman constant. L'altura total de la columna de sediment descompactada ve donada per:

$$Z'2 - Z'1 = Z2 - Z1 \frac{\phi_0}{Cz} (e^{-cz1} - e^{-cz2}) + \frac{\phi_0}{Cz} (e^{-cz'1} - e^{-cz'2})$$

on  $Z1$  i  $Z2$  són les profunditats a què es troba actualment l'interval de sediment considerat, concretament són les profunditats del sostre i base d'aquest interval de columna de sediment.  $\phi_0$  i  $Cz$  són constants ja conegudes (vegi's (1)), i  $Z'2$  i  $Z'1$  són els valors que s'han de determinar, els quals corresponen a les noves profunditats de la base i sostre de l'interval considerat de sediment descompactat. Es a dir, sempre  $Z'2 - Z'1 > Z2 - Z1$  (- Sclater i Christie, 1980).

#### 6.5. LA SUBSIDENCIA TECTONICA DEL BASAMENT.

El càlcul de la subsidència tectònica del basament ( $Y$ ) s'obté com a resultat de l'aplicació de la tècnica del backstripping, amb la qual es possible determinar la profunditat a què es trobaria el basament en cada moment, descomptant l'efecte de les càrregues de sediment i d'aigua. Per calcular la subsidència tectònica s'ha utilitzat un model simplificat (Steckler i Watts, 1978), en el qual la litosfera respon a les càrregues de sediment per un mecanisme de isotàsia del tipus Airy. En aquest model la litosfera respon només de les càrregues que suporta immediatament per sobre:

$$Y = S^* \left[ \frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_w} \right] + W_d - \Delta SL \left[ \frac{\rho_m}{(\rho_m - \rho_w)} \right] \quad (3)$$

on  $\rho_m$  és la densitat del mantell,  $\rho_w$  és la densitat de l'aigua de mar,  $\rho_s$  és la densitat del sediment del sediment saturat,  $W_d$  és la profunditat de la columna d'aigua, i  $\Delta SL$  = variació del nivell del mar respecte al nivell actual.

En el cas de la conca del Maestrat es pren  $\rho_m = 3.15 \text{ g/cm}^3$ , la qual és més baixa que la normal ( $\rho_m = 3.30 \text{ g/cm}^3$ ), per dues raons: 1) la baixa velocitat del mantell en aquesta zona, de  $8.0 \text{ km/s}$  (Zeyen et al., 1985), i 2) l'alt flux calorífic, de  $60-80 \text{ mWm}^{-2}$  (Albert, 1979).

El valor de la  $\rho_w$  és de  $1.03 \text{ g/cm}^3$ . Pel que fa a la densitat del sediment, la seva avaluació és una mica més complexa, i es calcula per la mitjana ponderada:

$$s = \frac{\sum_i [\phi_i w + (1 - \phi_i) \rho_g] Z_i}{S^*} \quad (4)$$

on  $Z_i$  és l'interval de potència considerat,  $\phi_i$  és l'interval de porositat,  $\rho_g$  és la densitat dels grans, i  $S^*$  la potència total de la columna corregida. Considerant  $\rho_g = 2,659 \text{ g/cm}^3$ , la densitat constant mitjana del sediment al llarg de la secció considerada és:  $\rho_s = 2.17 \text{ g/cm}^3$ .

Com ja s'ha dit abans,  $W_d$  s'ha estimat a partir dels ambients deposicionals i les biofàcies, i  $\Delta SL$  s'ha correlat amb les corbes eustàtiques de Hag et al. (1987).

La corba de subsidència tectònica és representada a la Fig. 6.3 juntament amb les altres corbes de subsidència per facilitar la seva comparació.

#### 6.6. VELOCITATS DE SUBSIDÈNCIA TECTÒNICA DEL BASAMENT A L'AIRE LLIURE.

Es calcula a partir de l'expressió:

$$Z = S* \frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m} \quad (5)$$

amb la qual s'obtenen les subsidències tectòniques del basament a l'aire lliure. Les velocitats són el resultat de dividir els valors obtinguts amb (5) per la durada de cada interval considerat. Les velocitats de subsidència tectònica del basament a l'aire lliure són representades en un diagrama velocitat/temps (Fig. 6.6).

Si es compara la gràfica de velocitats de subsidència tectònica del basament a l'aire lliure amb la de velocitats de subsidències observades es poden apreciar certes diferències significatives. La relació de velocitats no és proporcional, hi ha variacions importants, les quals es deriven d'haver tingut en compte el gruix de sediment descompactat (S\*) i les densitats del sediment ( $\rho_s$ ) i del mantell ( $\rho_m$ ). De tota manera s'observa com encara es poden continuar diferenciant les quatre poblacions de velocitats de subsidència que s'haurien discriminat en el cas de les subsidències observades (Fig. 6.4). Al considerar només la subsidència tectònica del basament a l'aire lliure, l'evolució de la velocitat d'aquesta subsidència reflectiria, d'alguna manera, la tendència de l'evolució i desenvolupament de les causes conductores de la subsidència tectònica.

## 6.7. CONSIDERACIONS I COMPARACIONS.

Les tres corbes de subsidència mostren dues ruptures de pendent molt significatives. La primera es situa al límit de l'Oxfordià amb el Kimmeridgià inferior (145 ma), i la segona al límit entre l'Hauterivià i el Barremià (116,5 ma) (Fig. 6.3). Aquests mateixos moments comporten l'inici d'una seqüència deposicional amb un valor molt alt de velocitat de subsidència tectònica del sòcol a l'aire lliure (Fig. 6.6). Així, al límit Oxfordià-Kimmeridgià inferior es passa de 2.3 m/ma de la seqüència deposicional oxfordiana a 42.8 m/ma de la seqüència deposicional kimmeridgiana inferior. Cal remarcar que dins del que s'ha anomenat la població 2, o de l'interval Kimmeridgià inferior - Hauterivià, les velocitats de subsidència tectònica del basament a l'aire lliure van decrivent progressivament. També té lloc un fenomen molt similar al límit Hauterivià-Barremià, on de 6.2 m/ma de la seqüència deposicional hauteriviana es passa de sobte a 42.7 m/ma de la seqüència deposicional barremiana. De manera també molt semblant al cas anterior, les velocitats de subsidència tectònica del basament a l'aire lliure van decreixent progressivament per l'interval Barremià-Albià mitjà, o població 3 (Fig. 6.6). Si es mira més enrera, també succeix alguna cosa semblant amb l'interval del Permià superior-Oxfordià, el qual s'ha anomenat població 1. Inclús també es pot dir que la població 4, Albià superio-Senonià, també mostra una tendència similar a les altres tres poblacions, encara que és molt arriscat de precisar pel tipus de dades utilitzades (Fig. 6.7) en el seu càlcul.

De l'anàlisi de la subsidència tectònica (Fig. 6.3) i de les velocitats de subsidència del sòcol <sup>a l'aire lliure</sup> (Fig. 6.6), es pot dir que la subsidència tectònica que condiciona la distenció mesozoica s'articula en quatre poblacions, cicles o etapes successives (Fig. 6.7). Cadascuna d'aquestes etapes es caracteritza per un moment inicial de velocitat de subsidència alta, seguit d'altres en els



quals la subsidència va decreixent progressivament. Els punts on la velocitat de subsidència salta ràpidament a grans valors, coincideixen o són molt pròxims a dispositius de discordances observades sobre el terreny (Fig. 6.3). També s'ha de tenir en compte que hi ha falles substractives, sinsedimentàries importants, com les detectades en els sondatges de petroli i que fan desaparèixer part del Triàssic i del Juràssic. Durant tota la sedimentació del Mesozoic es deixa sentir la influència del moviment dels alts o de les vores de les conques, el qual queda reflectit per les entrades de sediments terrigènics i d'aigua dolça. Tots aquests arguments, juntament amb la distribució de les isopaques (Fig. 6.8), porta a considerar de que cadascuna de les etapes o poblacions (Fig. 6.7) respondria a una etapa de rifting.

No s'ha d'oblidar tampoc l'existència del vulcanisme triàssic del Baix Ebre, ni el del Lias-Dogger de la Serra d'Espadà, els quals reforcen més encara la idea del rifting.

De manera que durant el Mesozoic l'evolució tectosedimentària de la conca del Maestrat, que es pot fer extensiva a les altres conques del marge oriental d'Ibèria, ve marcada per quatre etapes d'activació i reactivació dels mecanismes de rifting (Fig. 6.7): 1) Permià superior-Oxfordià, 2) Kimmeridgià inferior-Hauterivià, 3) Barremià-Albià mitjà, i 4) Albià superior-Senonià. Les falles de sòcol (tardihercinianes?) relacionades amb les direccions alpines, és molt probable que hagin controlat els mecanismes de rifting (Esteban, 1973; Esteban i Robles, 1979-81; Anadón et al., 1979-81; Salas, 1983). El control estructural es fa molt evident durant el Malm i el Cretaci inferior. A la majoria dels casos la distribució de fàcies i potències està relacionada amb les antigues alineacions del sòcol (NW-SE i NE-SW), les quals delimiten un mosaic de blocs subsidents i no subsidents. Aquests blocs s'han interpretat accionats per mecanismes de tipus lístric (Salas, 1983), els quals

condicionarien un sistema de dispositius en semigraben (Figs. 6.9, 6.10). Aquest fenomen determina l'individualització de cubetes i conques sedimentàries i l'existència de dominis i distribució de fácies (Fig. 6.11).

Recentment, Brunet (1986) fa una revisió i estudia la subsidència de les tres grans conques sedimentàries de França: la conca de París, la d'Aquitània i la conca del Sud-Est (Fig. 6.12). La conca d'Aquitània mostra una evolució de la subsidència tectònica molt comparable a la conca del Maestrat (Fig. 6.13). A la conca d'Aquitània, com a la del Maestrat, es produeixen fenòmens semblants entre 145 i 100 ma, entre el Kimmeridgià basal i l'Albià mitjà. En aquest interval de temps, tant a la conca d'Aquitània com a la del Maestrat, s'enregistren velocitats de subsidència tectònica del sòcol a l'aire lliure considerablement importants (Figs. 6.7, 6.13), i que proven una activitat tectònica important de les dues conques en l'esmentat interval. Igualment hi ha un gran paral·lelisme amb les corbes de subsidència de ambdues conques (Figs. 6.3, 6.13). A la conca del Sud-Est, la sedimentació s'acaba, perquè la conca deixa de funcionar, curiosament, a 125 ma, al final dels temps valanginians, el qual coincidint amb el cúmul de fenòmens que comporten la discontinuïtat finivalanginiana (D2). Mentre que a la conca de París (Fig. 6.13), la sedimentació deixa de funcionar a la base del Malm, molt probablement també en relació amb els fenòmens globals que donen lloc a discontinuïtats interKimmeridgiana (d5).

Al Mar del Nord (Sclater i Christie, 1980) és també una conca de tipus rift intracontinental, on el procés de rifting abasta des del Triàssic fins el Cretaci inferior. Aquest fet la faria molt comparable a la conca del Maestrat i a la d'Aquitània. Sclater i Christie (1980), apliquen al Mar del Nord el model mecano-tèrmic de Mc Kenzie (1978) per explicar la causa que produiria la subsidència tectònica. En aquest model, la litosfera experimenta una extensió

per fracturació, és el rifting inicial o subsidència inicial, la qual produeix aprimament i escalfament de la litosfera aprimada. El refredament posterior dóna lloc a l'anomenada subsidència tèrmica. La quantitat d'extensió per l'etapa de subsidència inicial ve donada pel paràmetre  $\beta$ , de forma que  $(1-1/\beta)$  defineix la quantitat d'aprimament. El coeficient d'extensió ( $\beta$ ) calculat pel Mar del Nord varia entre  $\beta = 1.25$  i  $\beta = 2$ , segons que es tracti dels marges o del depocentre. Càlculs provisionals per a la conca del Maestrat han donat un coeficient d'extensió  $\beta = 1.52$ , el qual implica una extensió pel depocentre de la conca del 52 %. Si es suposa que tota la subsidència per rifting és instantània, això voldria dir que del valor obtingut de la subsidència per causes tectòniques de 2.574 m (Figs. 5.2, 5.3), 1.156 m corresponen a aquest tipus de subsidència inicial. La resta de 1.418 m seria produïda en relació al refredament de la litosfera, l'anomenada subsidència tèrmica.

Tornant altra vegada a les tres grans conques sedimentàries de França (Fig. 5.13), es veu com hi ha, igual que al Maestrat, una etapa de distensió comuna a totes les conques que va des del Trias al començament del Lias. Aquesta etapa s'ha de relacionar forçosament amb el context general de rifting de l'Atlàntic central i del Tetis. A partir del Lias és quan apareixen les diferències, amb comportaments particulars a cada conca. L'aparició d'una o més etapes de distensió importants, tant a la conca del Maestrat com a la conca d'Aquitània, entre el Kimmeridgià i l'Albià mitjà, es relaciona amb la rotació de la placa Ibèrica i l'obertura del golf de Biscaia i de l'Atlàntic Nord.

## 7. CONCLUSIONS.

### 7.1. ESTRATIGRAFIA.

1. El Mesozoic de les conques del marge oriental d'Ibèria es divideix en quatre grans superseqüències deposicionals: 1) Triàsic (Buntsandstein-Hettangià); 2) Juràssic (Sinemurià-Valanginià inferior); 3) Cretaci inferior (Valanginià superior-Albià mitjà); i 4) Cretaci superior (Albià superior-Senonià).

2. El registre sedimentari de l'interval de temps comprès entre l'Oxfordià i l'Albià mitjà pot ser dividit en deu seqüències deposicionals, les quals són: 1) Seqüència deposicional d'Ejulve, J3.1 (Oxfordià); 2) Seqüència deposicional de Vistabella, J3.2 (Kimmeridgià inferior); 3) Seqüència deposicional de la Salzedella, J3.3 (Kimmeridgià superior-Berriasià); 4) Seqüència deposicional de Vallivana, J3.4 (Valanginià); 5) Seqüència deposicional de Sant Mateu, K1.1 (Hauterivià); 6)



Seqüència deposicional d'Ares, K1.2 (Barremià); 7) Seqüència deposicional d'En Roig, K1.3 (Aptià basal); 8) Seqüència deposicional de Morella, K1.4 (Aptià); 9) Seqüència deposicional de Culla, K1.5 (Albià inferior); i 10) Seqüència deposicional de Traiguera, K1.6 (Albià mitjà).

3. Les superseqüències i les seqüències deposicionals són limitades per discontinuïtats majoritàriament de tipus subaeri i de diferent magnitud.

4. Les seccions condensades, malgrat la quantitat de llacuna sedimentària que comporten, no es poden correlar amb les discontinuïtats. Les seccions condensades coincideixen amb els màxims transgressius.

5. Per a l'Oxfordià-Albià de l'àmbit estudiat s'ha obtingut una carcassa estratigràfica formada pel conjunt de dos tipus d'unitats estratigràfiques: les seqüències deposicionals i les unitats litostratigràfiques.

6. La biostratigrafia de l'Hauterivià i de l'interval Aptià-Albià, ha quedat reforçada per la distribució de les formes d'ammonits noves.

## 7.2. AMBIENTS DE SEDIMENTACIÓ.

1. La sedimentació durant l'interval de temps estudiat és majoritàriament de carbonats marins d'aigües somes. Això no obstant, s'enregistren etapes d'entrades importants de sediments terrigènics.

2. Les deu seqüències deposicionals que integren l'interval Oxfordià-Albià mitjà són controlades per: 1) la subsidència tectònica, 2) els moviments relatius del nivell del mar, 3) l'índex de producció de carbonats i

de sedimentació, 4) el relleu predeposicional, 5) els influxos detrítics i 6) les entrades d'aigua dolça.

3. Per cadascuna de les deu seqüències deposicionals s'ha obtingut un model deposicional a partir de l'anàlisi de fàcies.

4. Durant l'Oxfordià i el Kimmeridgià inferior (fins a 800 m) el model de plataforma és el d'una rampa, la qual passa a ser distalment accentuada per l'acció de la subsidència tectònica. Predominen les construccions d'esponges, i a la seqüència del Kimmeridgià inferior les fàcies de conca poden ser anòxiques.

5. Durant la seqüència deposicional del Kimmeridgià superior-Berriasià (fins a 1000 m), s'instal·la un tipus de plataforma soma molt ben diferenciada, amb extenses planes de marea, limitades per bancs marginals oolítico-bioclàstics, els quals passen a fàcies més obertes de Calpionellas. A partir del Kimmeridgià superior les conques del marge oriental d'Ibèria són convertides en entrades de mar o badies. Aquests canvis paleogeogràfics estan relacionats amb importants moviments tectònics globals a nivell de placa.

6. A l'etapa valanginiana-barremiana (fins a 1500 m), es desenvolupen uns tipus de plataformes somes amb importants entrades d'aigua dolça als seus sectors marginals. En aquesta etapa les badies o golfs funcionarien com estuaris de medis carbonatats. La producció de carbonats està dominada per mol·luscs i algues calcàries, i són abundants els bancs marginals oolítico-bioclàstics amb construccions de coralls i d'algues solenoporàcies. Durant aquesta etapa les entrades de sediments terrigènics poden ser també molt importants, sobretot a la vora de les conques.

7. Durant l'Aptia-Albià inferior (fins a 1100 m), es desenvolupen plataformes de carbonats somes molt expansives i amb una elevada velocitat de progradació. Aquesta capacitat de progradació està relacionada amb la gran riquesa orgànica dels productors de sediment carbonatats, com: orbitolines, rudistes, algues calcàries, ...

### 7.3. DIAGENESI.

1. Els carbonats del Juràssic superior i del Cretaci inferior de l'àrea estudiada són formats actualment només per calcita i dolomita. La transformació del sediment original amb els carbonats que ara es troben implica una gran varietat de processos diagenètics: calcitització de l'aragonita, micritització, microsparitització, ... i dolomitització.

2. Els carbonats del Juràssic superior i del Cretaci inferior són totalment cimentats. La porositat deposicional primària es troba completament tancada per la cimentació, de la mateixa manera que la major part de la secundària (mòldica, i de fractura). Només la porositat secundària més tardana: cavernes, fractura i vug, es presenta parcialment cimentada.

3. Les importants masses de dolomies relacionades amb els alts paleogeogràfics són d'origen hidrotermal. Les relacions d'isòtops estables d'oxigen i carboni PDB reflecteixen un ambient d'enterrament de profunditat intermèdia amb l'influència de fluids més calents que els procedents de medis meteòrics i/o marins.

4. El model de dolomitització que es proposa és del tipus de convecció geotèrmica. El sistema constaria de dues entrades d'aigua: la meteòrica i la

marina, les quals serien impulsades pels efectes del flux calòric geotèrmic. La font de Mg podria haver estat principalment marina, encara que no cal descartar les possibles influències de salmorres riques en Mg derivades del Triàsic.

## 7.5. SEDIMENTACIO I SUBSIDENCIA.

1. L'anàlisi de la subsidència tectònica i de les velocitats de subsidència tectònica del basament, indiquen que hi ha quatre grans cicles tectosedimentaris que controlen la distensió durant el Mesozoic: 1) Permià superior-Oxfordià, 2) Kimmeridgià inferior-Hauterivià, 3) Barremià-Albià mitjà, i 4) Albià superior-Senonià.

2. Cadascuna de les quatre etapes o cicles tectosedimentaris es caracteritza per un moment inicial de velocitat de subsidència alta, seguit d'altres en els quals la subsidència va decreixent progressivament.

3. Cada cicle tectosedimentari resultaria de l'activació o reactivació d'un important sistema de rifting controlat per antigues alineacions del sòcol NW-SE i NE-SW, les quals delimitarien un mosaic de blocs subsidents i no subsistents. Aquests blocs s'han interpretat accionats per mecanismes de tipus lístric, els quals condicionarien el sistema de dispositius sedimentaris en semigraben de les cubetes i conques sedimentàries del marge oriental d'Ibèria.

4. De la columna de 6.275 m de sediments mesozoics que hi ha a la conca del Maestrat, 2.574 m corresponen a l'enfonsament dels sòcol per efectes de la subsidència tectònica, i la resta (3.700 m) són l'enfonsament del basament causat per la càrrega del sediment.



5. El coeficient d'extensió de la litosfera, suposant una etapa instantània de subsidència tectònica inicial, s'ha calculat provisionalment per la conca del Maestrat com  $\beta = 1.52$ , el qual implica una extensió del 52%.

6. A partir dels 2.574 m la subsidència tectònica total de la conca del Maestrat, i del coeficient d'extensió  $\beta = 1.52$ , es calcula, aproximadament, una subsidència tectònica inicial per rifting de 1156 m i la resta de 1418 m de subsidència tectònica tèrmica, produïda per refredament de la litosfera.

## 8. BIBLIOGRAFIA.

- ADAMS, J.E., RHODES, M.L. (1960): Dolomitization by seepage refluxion. A.A.P.G. Bull., 44: 1912-1921.
- AGUILAR, M.J., RAMIREZ del POZO, J., RIBA, O. (1971): Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretáceo inferior en la zona de Utrillas Villaroya de los Pinares (Teruel). Est. Geol.t.27, p. 497-512.
- ALVARO, M. (1975): Estilolitos tectónicos y fases de plegamientos en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). Estudios Geológicos, 31: 241-7.
- ALBAIGES, J.; ALGABA, J.; CLAVELL, E.; GRIMALT, J. (1986): Petroleum geochemistry of the Tarragona basin (Spanish Mediterranean off-shore). Advances in organic Geochemistry 1985 Org. Geochem. v.10, pp.441-450.
- ANADON, F., CABRERA, LL., GUIMERA, J., SANTANACH, F. (1985): Paleogene strike-slip deformation and sedimentation in the southeastern margin of the Ebro Basin. Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. SEPM Special publication, 3F. Ed. by Biddle, Kt. Christie-Blick, N, pp. 1-42.

- ANADON, F., COLOMBO, F., ESTEBAN, M., MARZO, M., ROBLES, S., SANTANACH, P., SOLE SUGRAÑES, LL. (1979): Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. Libro homenaje al Dr. Lluís Solé Sabarís. Act.Geol.Hisp., t. XIV.
- ALLARD, J.F. (1959): Description géologique des montagnes et des plaines autour d'Ababuj (Prov. de Teruel, Espagne). D.E.S. Université de Poitiers. Inédit.
- ALMELA, A. (1959): El Cretáceo en España. II. El Maestrazgo y la Cordillera Litoral catalana. XX Cong.Geol.Int.México 1956.t.1, p.405-423.
- ALMELA, A., GARCIA, J., REY, R. (1964): Estudio geológico y ubicación de las concesiones mineras de Minas y Ferrocarril de Utrillas, S.A. Ministerio de Industria, IGME, Inédito.
- ALMELA, A., QUINTERO, I., GOMEZ, MANSILLA, H. (1975): Memoria de la hoja n. 493. Oliete, e. 1/50.000 IGME.
- ALVARO, M., CAPOTE, R., VEGAS, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. Act.Geol.Hisp.Homenatge a Lluís Solé i Sabarís, t.14, p. 172-177.
- ARBONA, J., FONTBOTE, J.Mª, GONZALEZ-DONOSO, J.Mª, LINARES, A., OLORIZ, F., POMAR, LL., RIVAS, P., SABAT, F. (1984-5): Precisiones bioestratigráficas y aspectos sedimentológicos del Jurásico-Cretácico basal de la isla de Cabrera (Baleares). Cuad.Geol., 12: 169-186.
- ARDEVOL, LL. (1983): Estudio estratigráfico y sedimentológico de las formaciones Escucha y Utrilla. Cretácico Inferior. Maestrazgo y Mitad Meridional de los Catalánides: Tarragona (9-5), Vinaroz (8-6) y Tortosa (8-5). IGME (Ed.). Estudio geológico del Maestrazgo y de la unidad meridional de los catalánides. Inédito.
- ASHAUER, H.; TEICHMULLER, R. (1935): Origen y desarrollo de las cordilleras variscas y alpidicas de Catalunya. Publ.Extrang. sobre Geol. de España. CSISC III, 1-93. Madrid 1946.
- ATHY, L.F. (1930): Density, porosity and compaction of sedimentari rocks. A.A.F.G. Bull., 14: 1-24.
- ATROPS, F., MELENDEZ, G. (1984): Kimmerigian and lower Tithonian of the Calanda-Bergé Region (Iberian Chain Spain): Some biostratigraphic remarks. Inst.

Symp. Jur. Str.Erlangen. p.378-392.

- AZEMA, J., FOUCAULT, A., FOURCADE, E., GARCIA-HERNANDEZ, M., GONZALEZ-DONOSO, J.M., LINARES, A., LOPEZ GARRIDO, A.C., RIVAS, P., VERA, J.A. (1979): Las microfácies del Jurásico y Cretácico de las zonas externas de las cordilleras Béticas. Granada. Universidad de Granada, 83 p.
- BADIOZMANI, K. (1973): The Dorag dolomitization model-application to the middle Ordovician of Wisconsin. Jour.Sed.Petrol., 43, 4: 965-984.
- BAK, L.A.J. (1935): La Géologie de Cascaute del Rio et Balacloche (Espagne). Leidische geol. Mededel, t.8: 157-220. Leiden.
- BANDA, E., CHANNEL, E.T. (1979): Evidencia geofísica para un modelo de evolución de las cuencas del Mediterráneo occidental. Est.Geol., 35, p.5-14.
- BATALLER, J.R., MANDULET, M.L. (1930): Mapa Geológico de España, E. 1/50.000, hoja n. 547: Alcanar.
- BATHURST, R.G.C. (1975): Carbonate sediments and their diagenesis. Elsevier. 658 pp. Amsterdam.
- BAUZA, F. (1976): Breve reseña geológica de las provincias de Tarragona y Lérida. Bol.Com.Mapa Geol.Esp., III: 115-123.
- BERNOUILLI, D., JENKYN, H.G. (1974): Alpine Mediterranean and central Atlantic Mesozoic facies in relation to early evolution of the Tethys. Soc.Econ. Paleon. Min. Special Public., 19: 129-160.
- BILOTTE, L., CANEROT, J., MOULLADE, M., PEYBERNES, B. (1973): Description et position stratigraphique d'un nouvel Orbitolinidé de l'Albo-Cénomanién ibérique et pyrénéen, Paracoskinolina casterasi n.sp. Arch.Sc.Gèneve, v.26, fasc.2, p.183-185, 3 pl.
- BILOTTE, M., CANEROT, J., PEYBERNES, B., REY, J., SOUQUET, F. (1978): Associations micropaleontologiques et biozonation au passage Albien-Cénomanién dans les Pyrénées, les Chaînes ibérique et catalane, le Portugal. Colloque sur le Cénomanién. Géol. méditerranéenne, Marseille, t.V, n.1, pp. 47-54.
- BILOTTE, M., CANEROT, J., PEYBERNES, B., REY, J., SOUQUET, F. (1979): Essai de biozonation du Crétacé moyen dans les series de plate-forme du



- domaine mésogéen occidental (Pyrénées, Espagne, Portugal). 7<sup>ème</sup> Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Lyon, pp.55.
- BONNARD, E.G. (1959): Algunas observaciones sobre la carencia de Cretáceo en el borde meridional de la depresión terciaria del Ebro, entre Calanda y la Almudia de Doña Godina. Notas y Com. del IGME, n.53, p. 57-80.
- BONNARD, E.G. (1959): Los accidentes de la parte meridional de la depresión del Ebro. Not. y Com. del IGME, n.53, p. 81-86. Madrid.
- BOULONARD, C., CANEROT, J. (1970): Données nouvelles sur l'Albien dans le Bas-Aragón et le Maestrazgo (Espagne). B.C.R.P.-S.N.P.A., PAU, p.453-463. 1 fig., 2 pl.
- BOUROULLEC, J., CANEROT, J., DERES, F. (1970): Données nouvelles sur le Néocomien et le Barrémien pro parte de la Sierra de Valdancha (Prov. de Castellón-Espagne). B.C.R.P.-S.N.P.A., PAU, p.431-451, 4 fig., 2 tabl., 2 pl.
- BRENNER, R.L.; DAVIES, D.K. (1973): Storm generated coquinaoid sandstone: genesis of high-energy marine sediments from the Ypper Jurassic of Wyoming and Montana. Bull.geol.Soc.Am. 84, 1685-1698. 9.10, 9.12.2.
- BRENNER, R.L. and DAVIES, D.K. (1984): Oxfordian sedimentation in Western Interior United States. Am.Ass.Petrol.Geol. 58, pp 407-428.
- BRINKMAN, R, (1960-62): Aperçu sur les Chaînes Ibériques du Nord de l'Espagne. Livre à la Mem.Prof.Fallot, t.1, p.291-99. Soc.Géol.France. Paris.
- BRUN, L., CANEROT, J. (1979): *Torremirella hispanica*, Gen. et sp.nov. Un nouveau Lituolidé (Foraminifère) du Barrémien supérieur du Maestrazgo (Espagne). Bul.des C.R.P. de la S.N.E.A. (P) 3(2), p.311-885.
- BRUNET M.F. (1986): La subsidence dans les trois bassins sédimentaires français (Paris, Aquitaine, Sud-Est). Bull.Centres Rech. Explor. -Prod Elf-Aquitaine, vol 10, n°1 pags. 23-32.
- BULARD, F.F. (1966): Sur les facies et l'extension du Jurassique supérieur au Sud de Saragosse (Espagne). C.R.Acad.Sc.Paris, t. 263, p.220-223.

- BULARD, F.F. (1971): La discontinuité entre le Callovien et l'Oxfordien sur la bordure nord-est des Chaînes Ibériques. Cuadernos de Geol.Ibérica, n.2, p.425-435.
- BULARD, F.F. (1972): Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du Bassin de l'Ebre (Espagne). Thèse sciences Nice, v.2 reneot., p. 353.
- BULARD, F.F., CANEROT, J. (1969): La transgression du Crétacé inférieur sur le substratum jurassique dans la haute vallée du Rio Matarranya (Prov. de Teruel-Espagne). Bull.Soc.Hist.Nat. Toulouse, t.105, p. 365-373.
- BULARD, F.F., CANEROT, J., GAUTIER, F., VIALARD, P. (1971): Le Jurassique de la partie orientale des Chaînes Ibériques: aperçu stratigraphique et paléogéographique. Ie. Coloquio Est. y Pal.Jur.Esp.Vitoria. Cuad.Geol.Ibér. v.2, p333-344.
- BULARD, F.F., GOMEZ, J.J., THIERRY, J., TINTANT, H., VIALARD, P. (1974): La discontinuité entre Jurassique moyen et Jurassique supérieur dans les Chaînes Ibériques. C.R.Acad.Sc.Paris, t.278, p.2107-2110.
- BUROLLET, F.F., DUVAL, B., MAGNIER, F.H. (1968): Remarques au Jurassique du sud du fossé de l'Ebre (Espagne). Bull. Soc.Hist.Nat. Toulouse, t.93, p.121-128.
- CABANES, R., SOLE DE PORTA, N. (1986): Nuevas aportaciones sobre la edad de la formación arcillas y lignitos de Traiguera. Cordillera Ibérica Oriental (Maestrazgo). XI Congreso Español de Sedimentología. Barcelona.
- CADILLAC, H. (1979): Teledetección et Geologie essai d'utilisation des images Landsat dans les Pyrénées, le bassin de l'Ebre et la Catalogne. Tesis de Especialidad, Universidad Paul Sabarier (Toulouse). 2 tomos, 375 págs.
- CADILLAC, H., CANEROT, J. (en prensa): Présence de l'Utrillas et du Cénomaniens aux confins des Chaînes ibériques et catalane, dans le secteur de Horta de San Joan (Prov. de Teruel et de Tarragona, Espagne). Bull.Soc.Geol.Fr.
- CALVET, F. (1986): El cicle triàsic al marge oriental d'Ibèria. Història Natural del Paisos Catalans. T. I Geologia (I). Fundació Enciclopedia Catalana,

pp. 253-280.

- CALZADA, S. (1979): Los grandes gasterópodos del Maestrazgo y limítrofes. Est.Geol. 35, p. 443-448.
- CALZADA, S., BOTERO, G. (1979): Ceratostreon tuberculiferum landereri, n.ssp., del Aptiense español (Ostreidae). Est.Geol., 35, p.459-464.
- CANEROT, J. (1966): Stratigraphie des terrains secondaires de la Sierra de Valdanca (Prov. de Castellón, Espagne). C.R.S.G.France, fasc.7, p.252-254.
- CANEROT, J. (1967): Découverte de l'Albien marin et paléogéographie du Crétacé dans le Maestrazgo nord-oriental (Espagne). C.R.Somm.Soc.Géol.Fr., serie D, fasc. 5, pp.182-183.
- CANEROT, J. (1967): Le Crétacé supérieur dans le Bas-Aragon et le Maestrazgo (Espagne). C.R.Somm.Soc.Géol.Fr., serie D, Fasc.8, pp. 345-346. Paris.
- CANEROT, J. (1968): Sur le Crétacé de la région d'Uldecona et ses variations dans l'extrémité méridionale des Chaînes catalanes (Espagne). C.R.Somm.Soc.Géol.Fr., fasc.4, p.114.
- CANEROT, J. (1968): Sur la tectonique du Maestrazgo nordoriental (Espagne) et ses relations avec la paléogéographie du Crétacé et du Tertiaire. C.R.Somm.Géol.Fr., serie D, fasc.1, pp. 10-12.
- CANEROT, J. (1969): Observations stratigraphiques et paléogéographiques dans la région d'Ejulve-La Zoma (Prov. de Teruel, Espagne). Bul.Soc.Hist.Nat.Toulouse, t. 104, fasc.3-4, p.444-448, 1 fig.
- CANEROT, J. (1969): La question de "l'Utrillas" dans le domaine ibérique (Espagne). C.R.Somm.Soc.Géol.Fr., fasc. 1, p.11.
- CANEROT, J., (1969): Sur le Crétacé inférieur de la région de la Peñagolosa, Chodos et Vistabella del Maestrazgo (Prov. de Castellón, Espagne). C.R.Somm.Soc.Geol.Fr. Fasc.6, p.209, 1 fig.
- CANEROT, J. (1969): Observations géologiques dans la région de Moltalban, Aliaga et Alcorisa (Prov. de Teruel-Espagne). C.R.Somm.Soc.Géol.Fr. fasc.8, p.319.
- CANEROT, J. (1970): Stratigraphie et Paléogéographie du



- Crétacé inférieur de la région d'Oliete (Prov. de Teruel, Espagne). C.R.Somm.Soc.Géol.Fr. fasc. 3, p. 119.
- CANEROT, J. (1970): Le Jurassique dans la partie méridionale du Maestrazgo (Prov. de Castellón): Stratigraphie et Paléogéographie. I Col.Est. y Pal.Jur.Esp. Vitoria, in Cuadernos Geol. Ib., (2): 323-332.
- CANEROT, J.(1971): L'évolution paléogéographique du domaine ibérique oriental pendant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. In: C.R. 96e. Cong.Nat.Soc. Savantes Toulouse, T. II, Sect.Sc., p. 315-320, 2 fig.
- CANEROT, J. (1973): Le Crétacé supérieur du Maestrazgo. 1. Coloquio Est. y Pal. Cret. Esp., Bellaterra-Tremp, p. 11-20, 1 fig.
- CANEROT, J. (1974): Sur la stratigraphie de l'Hauterivien épicontinental dans le Maestrazgo central (Prov. de Castellón, Espagne). I Symposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica, Cuenca, p. 113-121, 1 fig.
- CANEROT, J. (1974): Recherches géologiques aux confins des Chaînes ibériques et catalane (Espagne). Thèse doct., Toulouse, 1974. Madrid, Enadimsa, trab. de tesis n. 4, 517 pp.
- CANEROT, J. (1979): Les algues et leur environnement dans le Malm et le Crétacé inférieur des Chaînes ibérique et catalane (Espagne). II Symposium inter. Algues fossiles. Paris. Bull.Cent.Rech.Expl.Frost, Elf.Aquitaine, 3(2) 505-518, Fau.
- CANEROT, J. (1979): Excursión geológica a la región de Utrillas (Prov. de Teruel). Guía XIII curso de Geología práctica, Teruel, 5 p., 17 fig.
- CANEROT, J. (1979): Les Ibérides: Essai de synthèse structurale. Act.Geol.Hisp.Homenatge a Lluís Solé Sabarís, t.14, p.167-171.
- CANEROT, J. (1979): Le complexe urgonien dans les Chaînes Ibériques et catalane (Espagne). Colloque sur l'Urgonien des Pays méditerranéens, Grenoble. Géobios. Mém.special n. 3, p. 45-56, 6 fig.
- CANEROT, J. (1980): La cubeta eocretácica de Oliete: un modelo sedimentológico y paleogeológico de una cuenca de borde. Guía de excursión. XIV Curso de Geología Práctica, Teruel, 6p., 14 fig.



- CANEROT, J. (1980): Le gisement albien de Traiguera (Prov. Castellón, Espagne). Etude stratigraphique et paléontologique. Livre à la mémoire du Général M. Collignon. Géobios.
- CANEROT, J. (1981): Le couloir de décrochement ibéro-catalan (Espagne): recherche d'un mécanisme tectonique. Arch.Sc.Gènève, 2 fig., p. 417-422.
- CANEROT, J., CADILLAC, H. (1977): Sur les relations structurales entre les chaînes ibérique et catalane (Espagne). 5ème. Reunion annuelle des Sciences de la Terre, Rennes.
- CANEROT, J., CALZADAS, S. (1973): Données nouvelles sur le Crétacé des massifs de Garraf et Montmell (Prov. de Barcelona-Espagne). Bull.Soc.Hist.Nat. Toulouse, t. 109, fasc. 1-2, p. 155-162, 2 fig.
- CANEROT, J. y CUGNY, P. (1982): La plate-forme hauterivienne des ibérides sud-orientales (Espagne) et ses environnements bio-sédimentaires. Symp. s 04.2.1. XXVIème. Congr.Geol.Intern. Paris. Cret.Research, 3 (en prensa).
- CANEROT; J., CUGNY, P., PARDO, G., SALAS, R., VILLENA, J. (1982): Ibérica Central-Maestrazgo. In: El Cretacico de España. Univ. Complutense Madrid, 273-344.
- CANEROT, J., EMBERGER, J. (1970): Découverte du faciès à Mélobésiées dit "faciès de Vimport" dans l'Albo-Aptien des Chaînes ibériques (Espagne). C.R.Somm.Soc.Geol.Fr., fasc. 5, pp. 160-162.
- CANEROT, J.; ESNAOLA GOMEZ, J.M. (1973): Mapa Geológico nacional (M.A.G.N.A.) 1/50.000 Inst.Geol.Min.Esp., hoja n.570: Albocacer.
- CANEROT, J., GAUTIER, F. (1966): Sur le Crétacé inférieur du massif de la Peñagolosa et ses relations avec le Trias de Villahermosa del Rio (Prov. de Castellón, Espagne). C.R.S.Géol.Fr., p. 393-395.
- CANEROT, J.; GAUTIER, F.; VIALARD, F. (1971): Un seuil éocrétacé aux confins des provinces de Valencia et de Castellón (Espagne), nouvel élément de la paléogéographie du domaine ibérique oriental. C.R.Ac.Sc.Paris, t. 272, p. 3260-3263.
- CANEROT, J., GOY, A. et COLL (1985): Le Jurassique des ibérides orientales Espagne. STRATA Actes du laboratoire de Geologie Sedimentarie et

Paleontologie de l'Université Paul Sabatier  
Toulouse. Série 2: mem.

CANEROT, J. y LEYVA, F. (1978): Mapa Geológico nacional  
(M.A.G.N.A.) 1/50.000 Ins.Geol.Min.Esp., hoja n.  
520: PEÑARROYA DE TASTAVINS.

CANEROT, J.; LEYVA, F. y MARTIN, L. (1973): Mapa  
Geológico nacional (M.A.G.N.A.) 1/50.000.  
Inst.Geol.Min.Esp., hoja n. 546: ULLDECONA.

CANEROT, J.; MARTIN GARCIA, M. (1977): Sur la  
tectogenèse de la Chaîne Ibérique orientale  
(Espagne). C.R.Ac.Sc. Paris, t. 285, n. 4, p.  
287-290.

CANEROT, J.; MARTIN, L. y LEYVA, F. (1973): Mapa  
Geológico nacional (M.A.G.N.A.) 1/50.000  
Inst.Geol.Min.Esp., hoja n. 571: VINARÓZ.

CANEROT, J.; LEYVA, F. Y MARTIN, L. (1974): Mapa  
Geológico nacional (M.A.G.N.A.)  
Inst.Geol.Min.Esp., hoja n. 545: MORELLA.

CANEROT, J.; MARTIN, L. y LEYVA, F. (1973): Mapa  
Geológico nacional (M.A.G.N.A.)  
Inst.Geol.Min.Esp., hoja n. 547: ALCANAR.

CANEROT, J., MOULLADE, M. (1971): Le Valanginien à  
fácies marin dans le Maestrazgo (Provinces de  
Castellón, Tarragona, Teruel, Espagne). Etude  
particulière des Orbitolinidae: Valdanchella n.  
gen. Paracoskinolina pfenderae n. sp. Arch. Sc.  
Genève, vol. 24, fasc. 2, pp. 207-218, 1 fig, 3  
pl.

CANEROT, J. y PEYBERNES, B. (1981): Paracoskinolina  
guerolensis n. ps. Orbitolinidé nouveau de  
l'Hauterivien calcaire des ibérides sud-orientales  
(Espagne). Arch.Sc. Genève, vol. 3, fasc. 2, p.  
191-200, 2 fig. 1 pl.

CANEROT, J. y PIBNATELLI, R. (1979): Mapa Geológico  
nacional (M.A.G.N.A.) 1/50.000,  
Inst.Geol.Min.Esp., hoja n. 519: AIGUAVIVA.

CANEROT, J. y PIBNATELLI, R. (1979): Mapa Geológico  
nacional (M.A.G.N.A.) 1/50.000,  
Inst.Geol.Min.Esp., hoja n. 569: MOSQUERUELA.

CANEROT, J., SOUQUET, P. (1972): Le faciès "Utrillas".  
Distiction de Wealden et place dans la phase  
d'épandage terrigènes albo-cenomaniens. C.R.Ac.Sc.  
Paris, t. 275, p. 527-530, 2 fig.

- CANEROT, J.; SOUQUET, F. y DEBROAS, E.J. (1982): Directions rhegmatiques et décrochements dans le domaine ibérique et pyreneen. 9ème. Réun. Ann. Sc. Terre.
- CANEROT, J. y VILLENA, J. (1980): Le Crétacé du Maestrazgo (Espagne). II Livret guide d'excursion. 152 p., 52 fig. Excursion. 1980 du Groupe Français du Crétacé.
- CAPOTE, R. (1982): Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo Alpino en el tercio noroccidental de la rama castellana de la Cordillera Ibérica (ed. V. Gabaldon). Temas Geológicos-Mineros 5, 290 pp. IGME.
- CASEY, R. (1961): The stratigraphical palaeontology of the lower Greensand. Palaeontology 3(4), pp. 487-621, pl. 77-84. London.
- CASTELLTORT, X. (1985): Muschelkalk medio. II Col. de Estratigrafía del Pérmico i Triásico de España. Guía de la excursión al triásico de los Catalánides. Ed. F. Mateu Ibars M. Marzo, 42-52.
- CERVERA, A; FARDO, G. y VILLENA, J. (1976): Algunas precisiones litoestratigráficas sobre la formación "Lignitos de Escucha". Tecniterrae, n. 14, pp. 25-33.
- CHANG, K.H. (1975): Unconformity-boundary stratigraphic units: Geol. Soc. America Bull., 86 (11): 1544-1552.
- COLOMBO, F. (1980): Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior continental de los Catalánides. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona. 609 pp.
- COMBES, P.J. (1967): Contribution à l'étude de la genèse des bauxites: Paleogéographie du Crétacé inférieur et bauxites dans le Maestrazgo nord-oriental (Espagne). C.R.Ac.Sc. Paris, vol. 264, pp. 703-706.
- COMBES, P.J. (1969): Recherches sur la genèse des Bauxites dans le Nord de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France). Mem.C.Etudes et Tech.Geol. et Hydrol. Univ. de Montpellier, t. III-IV, p. 342.
- COMBES, P.J.; GLACON, G. y GRAMBAST, L. (1966): Observations stratigraphiques et paléontologiques sur le Crétacé inférieur du Nord-Est du Maestrazgo (Espagne). C.R.Somm.Soc.Géol.Fr., pp. 390-391.
- CRESPO, A.; NAVARRO, D. y CANEROT, J. (1979): Mapa



- Geológico nacional (M.A.G.N.A.) 1/50.000,  
Inst.Geol.Min.Esp., hoja n. 518: MONTALBAN.
- CHAPEROT, P. (1963): Description géologique de la région de Villarluengo (Prov. de Teruel, Espagne). D.E.S. Université Paris.
- CITA, M.B.; RYAN, W. (1981): Special issue carbonate platforms of the passive-type continental margins: present and past. *Marine Geology*, 44 (1/2): 230 p.
- DERREAL, Y. (1959): Etude géologique de la région comprise entre Camarillas et Galve (Prov. de Teruel). Univ. de Poitiers, Dipl.etud.sup.Scienc.Nat. p. 1-35.
- DEWEY, J.F.; PITMANN, W.C.; RYAN, W.B.F.; BONNIN, J. (1973): Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 84: 3137-3180.
- DUPUY de LOME, E. (1963): Mapa Geológico de España, E 1/50.000, hoja n. 594: ALCALA DE CHIVERT.
- DUPUY de LOME, E. y SANCHEZ LOZANO, . (1965): Mapa Geológico de España, E 1/50.000. hoja n. 593: CUEVAS DE VINROMA.
- DUVAL, B. (1957): Etude géologique de la bordure sud de la fosse de l'Ebre dans la région d'Alcañiz. Diplome d'études Sup. Univ. de Dijon.
- ELLIOTT, T. (1986): Siliciclastic shorelines, in: Reading, H.G. (Ed.) (1986), *Sedimentary Environments and Facies*, p. 155-189.
- ENOS, F. (1983): Shelf Environment, 268-295, in: Scholle, P.A.; Bebout, D.G.; Moore, C.H. (ed.). *A.A.P.G. Mem.*, 33.
- ESTEBAN, M. (1973): Petrología de las calizas cretácicas del sector central de los Catalánides (Prov. de Tarragona y Barcelona). Tesis Doctoral, Univ. Barcelona. 425 pp.
- ESTEBAN, M., CALZADA, S., VIA BOADA, L. (1977): Ambiente deposicional de los yacimientos fosilíferos del Muschelkalk superior de Alcover-Mont-ral (Montañas de Prades, Provincia de Tarragona). *Cuader.Geol.Ibérica*, 4:189-200.
- ESTEBAN, M., JULIA, R. (1973): Discordancias erosivas intrajurásicas en los Catalánides. *Acta Geol.Hisp.*, 8:153-157.



- ESTEBAN, M., ROBLES, S. (1979, 1982): Periodo preorogénico el Mesozoico. En Anadón et al.: Evolución tectoestratigráfica de los Catalánides. Acta Geol.Hisp., 14: 246-257.
- ESTEBAN, M., ROBLES OROZCO, S (1976): Sobre la paleogeografía del Cretácico Inferior de los Catalánides entre Barcelona y Tortosa. Acta Geol.Hisp., 11 (3): 73-78.
- FALLOT, P. (1945): Estudios geológicos en la zona subbética. Inst.Lucas Mallasda, CSIC. Madrid.
- FALLOT, P., BATALLER, J.R. (1927): Sur la bordure nord-est du massif crétacé du Bas Aragon. C.R.Acad.Sc., 184 (24): 1467-1469.
- FELGUEROSO COPPEL, C. y RAMIREZ del POZO, J. (1971): Estratigrafía del Jurásico en la zona de Teruel-Morells (Maestrazgo). Cuadernos de Geol. Ibérica, vol. 2, p. 439-488.
- FERNANDEZ-MONTERO, A.; GARCIA ACEDO, J.L. y TORCAL, R. (1971): Contribución al conocimiento del Jurásico de Montanejos (Castellón). Cuad. de Geol. Ibérica, v. 2, p. 375-400.
- FISCHER, A.G. (1969): Geological time distance rates: the Bubnoff unit. Geol.Soc.Am.Bull. 80:549-552.
- FISHER, W.L.; BROWN, L.F.; SCOTT, A.J.; H.C. GROWEN, J.H. (1969): Deltas systems in the exploration for oil and gas. Bureau of Economic Geology, 78 p.
- FREYTET, F.; PLAZIAT, J.C. (1982): Continental carbonate sedimentation and pedogenesis-Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France, ed. by Putser, B.H., contributions to sedimentology, 12: 213 pp.
- FRIEDMAN (1965): Terminology of recrystallization textures and fabrics un sedimentary rocks. Jour of Sedim. Petrol., 35: 643-655.
- GALLOWAY, W.E. (1975): Process framework por describing the morphologic and stratigraphic evolution of the deltaic systems. In: ML. BROUSSARD, ed. Deltas, Models por exploration, 87-98 Houston Geological Society, Houston 6.2, 6.3, 6.4 Fig. 6.4, 12.4.3.
- GARCIA-HERNANDEZ, M., GONZALEZ-DONOSO, J.M., LINARES, A., RIVAS, VERA, J.A. (1976): Características ambientales del Lias inferior y medio de la zona subbética y su significado en la interpretación general de la cordillera. Comisión Nacional para

el Proyecto Geodinámico, Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y el mar de Alboran, 125-157 Granada. Univ. Granada.

GARRIDO MEGIAS, A y RIOS, J.M. (1962): Estudio Geológico del borde norte de la Cadena Ibérica, zona de Montalbán-Belchite-Muel. ENFASA, informe n. 2803. 1 mapa 1/50.000 inédito.

GAUTIER, F. (1968): Sur la stratigraphie et les facies du Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur au Nord de Teruel. C.R.S.Soc.Géol.France, fasc. 2, p.43-44.

GAUTIER, F. (1970): Mapa Geológico nacional 1/50.000 Inst.Geol.Min.Esp., hoja 591: MORA DE RUBIELOS.

GAUTIER, F. (1974): Mapa Geológico Nacional (M.A.G.N.A.) 1/50.000 Inst.Geol.Min.Esp. hoja n. 614: MANZANERA.

GAUTIER, F. (1980): Mapa Geológico Nacional (M.A.G.N.A.) 1/50.000 Inst.Geol.Min.Esp. hoja n.543: VILLARLUENGO.

GAUTIER, F. (1981): Mapa Geológico Nacional (M.A.G.N.A.) 1/50.000 Inst.Geol.Min.Esp., hoja n. 568: ALCALA DE LA SELVA.

GAUTIER, F. y MONGIN, D. (1965): Observations stratigraphiques et paléontologiques sur le Wealdien de l'Est de la Prov. de Teruel (Espagne). Bull.Mus.Hist.Nat., 2 sér., t. 37, p. 192-197.

GAUTIER, F. y VIALARD, P. (1966): Sur le Jurassique terminal et le Crétacé du Nord de la Prov. de Valencie (Espagne). C.R.Ac.Sc. Paris, t. 262.

GEUNS, L.C. van y BOER, P.L. (1981): A sedimentological interpretation of the Farras Formation, in: GINKEL, A.C. van y MEKEL, J.F.M. (1981). Geological Maps of the Montalban Region, p. 54-66.

GEYER, O.F. (1963): Beiträge zur stratigraphie und Palaontologie des Jura von Ostspanien. I -Eine Ammoniten Fauna aus dem unterkimeridgium der Sierra de Montenegrelo (WSW Tortosa, prov. de Tarragona). N.Jd.Geol.Paläeontol.Abhdlg. t. 118, 2p. 182-96.

GINER, J. (1980): Estudio sedimentológico y diagenético de las formaciones carbonatadas del juràsico de los Catalánides, Maestrazgo y rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (sector oriental). Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 316 pp.

- GINKEL, A.C. van (1981): Stratigraphy, in: GINKEL, A.C. van y MEKEL, J.F.M. (1981). Geological Maps of the Montalban Region, p. 1-24.
- GINKEL, A.C. van y MEKEL, J.F.M. (1981): Geological Maps of the Montalban Region. ITC Publications Number 2, 66 pp., 32 fig., 3 map., 1/50.000, 1 map. 1/100.000.
- GOMBAU, J. (1877): Reseña físico-geológica de la provincia de Tarragona. Bol.Com.Mapa Geol. España, IV: 181-250.
- GOMEZ, J.J. (1978): Características generales del Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la cordillera Ibérica (Valencia-Castellón-Cuenca). Grupo Español del Mesozoico. Excursiones al Jurásico de la Cordillera Ibérica. Univ.Complut. Madrid, p. VIII-1 a VIII-17.
- GOMEZ, J.J. (1979): El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías, 4: 1-686.
- GOMEZ, J.J. y GOY, A. (1979): Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior, en las facies carbonatadas del sector Levantino de la Cordillera Ibérica.
- GUENEAU, J. (1963): Etude géologique de la région de Fortanete (Prov. de Teruel, Espagne). D.E.S. Université de Lyon.
- GUIMERA, J. (1982): Estudi estructural de les zones de fractura de Garraf i de Vallcarca (Massís de Garraf). Arxius de la secció de ciències 64. Inst. d'Estudis Catalans, 96 pp.
- GUIMERA, J. (1983): Evolution de la déformation alpine dans le NE de la Chaîne Ibérique et dans la Chaîne Côtière Catalane. C.R.Acad.Sc. Paris, 297 (II): 425-430.
- GUIMERA, J. (1984): Paleogene evolution of deformation in the NE Iberia Peninsula. Geol.Mag., 121: 413-420.
- GUIMERA, J., SANTANACH, P. (1978): Compresión alpina en el sector de las Cadenas Costero Catalanas. Acta Geol.Hisp., 1-15.
- GUIRAUD, M., SEGURET, M. (1985): Releasing solitary



- overstep model for the late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip basin (North Spain). "Strike-slip deformation, Basin formation and sedimentation". SEPM special publication, 37, Ed.: Biddle, K.T. Christie-Blick, N. 159-176.
- GREGG, J.M. (1985): Regional epigenetic dolomitization in the Bonneterre Dolomite (Cambrian), southeastern Missouri. *Geology*, 13: 503-506.
- HAHNE, C. (1930): La cadena Celtibérica al E de la línea Cuenca-Teruel-Alfambra. *Public. Alem. Geolog. España*, 2: 7-70. CSIC.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. VAIL, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels service the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- HARDIE, L. (1987): Dolomitization: A critical view of some current views. *J. of Sed. Petrol.*, 57 (1): 166-183.
- HARLAND, W.B., COX, A.V., LLEWELLYN, P.G., PICKTON, C.A.G., SMITH, A.G., WALTERNS, R. (1982): A geologic time scale. Cambridge Univ. Press, 131 pp.
- HOTTINGER, L. (1971): Larger foraminifera of the Mediterranean Jurassic and their stratigraphic use. *Annales Inst. Geol. Public. Hungarici*, LIV, fasc. 2.
- IGME (1972): Memoria de la Hoja n. 48, Vinaroz, E 1/200.000, IGME, 25 p.
- ISTITUT FRANÇAIS DU PETROLE (1959): Relations entre mode de gisement et propriétés physicochimiques des dolomies. *Rev. Inst. Franç. Petrole.*, XIV (4-5): 474-534.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (ISSC) (1985): Unconformity-Bounded Units. Draft of Note on appendix a to issc circular (68).
- KAHLE, CH.F. (1965): Possible roles of clay minerals in the formation of dolomite. *J. of Sedim. Petrol.*, 35(2): 448-453.
- KELDERMAN, K. (1981): Mesozoic bivalves of the Montalban Region, in: GINKEL, A.C. van y MEKEL, J.F.M. (1981). *Geological Maps of the Montalban Region*, pp. 35-53.



- KENDALL, CH. G. St. C.; SCHLAGER, W. (1981): Carbonates and relative changes in sea level. In: Cita, M.B. and Ryan, N.B.F. (Ed.) (1981) Carbonate plataforms of the passive type continental margins: present and past. *Marine Geology*, 181-212.
- KNEWTSON, S.L., HUBERT, J.F. (1969): Dispersal patterns and diagenesis of oolite calcarenites in the Ste. Genevieve limestones (Mississippian) Missouri. *J. of Sedim. Petrol*, 39(3): 954-968.
- KOHOUT, F.A. (1967): Groundwater flow and the geothermal regime of Floridian plateau: *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, 17: 339-354.
- KRUMBEIN, W.C., SLOSS, L.L. (1951): *Stratigraphy and sedimentation*: W.H. Freeman and Co., 497 pp.
- KRUMBEIN, W.C., SLOSS, L.L. (1963): *Stratigraphy and sedimentation*, 2 nd. Ed.: W.H. Freeman and Co., 660 pp.
- LAND, L.S. (1985): The origin of massive dolomite. *J. of Geol. Education*, 33: 112-125.
- LAND, L.S., SALEN, M.R.I., MORROW, P.W. (1975): Paleohydrology of ancient dolomites: Geochemical evidence. *A.A.P.G. Bull.*, 59: 1602-1625.
- LAPARRENT, A.F. (1960): Los dos dinosaurios de Galve (Teruel). *Rev.Teruel*, n. 24.
- LAPPARENT, A.F. (1966): Nouveaux gisements de reptiles mesozoiques en Espagne. *Not.Com.IGME*, n. 84, pp. 50-54.
- LANDERER, J.J. (1874): El piso Tenencico (Urgo-Aptico) y su fauna. *An.Soc.Hist.Nat.*, III: 345-386. Madrid.
- LOWE, D. (1982): Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 52 (1): 279-297.
- MALLADA, L. (1887): Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. t.III, terreno mesozoico (Sistema Cretácico inferior) Imprenta y fundición de Manuel Tello. Madrid.
- MARCE RIBA, J. (1961): Estudio mineralógico de las augitas egrinicas del Valle de Alfara (Tarragona). *Not.Com. IGME*, n. 63, pp. 5-65.

- MARIE, J. (1964): Etude stratigraphique et micropaléontologique de la région de Morella (Prov. de Castellón, Espagne). D.E.S., Univ. de Dijon, 108 pp., Inédito.
- MARIN, Ph. (1974): Stratigraphie et évolution paléogéographique de la Chaîne Celtibérique orientale aux confins de l'Aragon et du Haut-Maestrazgo (Prov. de Teruel et de Castellón, Espagne). Thèse Doct.ès Scienc. Nat.Univ.C. Bernard, Lyon 1, p. 231.
- MARIN, P., FALLARD, B. DUVAL, E. y MIROSCHEJJI, A. (1975): Memoria de la hoja n. 494, CALANDA, E. 1/50.000, IGME.
- MARIN, P. y SORNAY, J. (1971): Précisions sur l'âge des formations aptiennes aux confins de l'Aragon et du Maestrazgo (Prov. de Teruel et Castellón, Espagne). C.R.Somm.Soc.Geol.France, n.3, p. 165-167.
- MARIN, P. y TOULOUSE, D. (1972): Le Jurassique moyen et supérieur du Nord de la Prov. de Teruel, Espagne: un exemple du passage Dogger-Malm dans la région d'Ariño-Oliete. Est.Geol., v. XXVIII, p. 111-118.
- MARTIN, R. (1936): Die geologie von Camarena de la Sierra and Riodeva (Prov. Teruel, Spanien). Leids Geol. Mededel 8:55-154.
- MARTIN, M.; CANEROT, J. y OBIS, A. (1973): Mapa Geológico Nacional (M.A.G.N.A.) 1/50.000 Inst.Geol.Min.Esp., hoja n. 615: ALCORA.
- MARTIN, M.; CANEROT, J. y OBIS, A. (1974): Mapa Geológico Nacional (M.A.G.N.A.) 1/50.000 Inst.Geol.Min.Esp., hoja n. 615: ALCORA.
- MARTIN, M. y ESNAOLA, J.M. (1973): Mapa Geológico Nacional (M.A.G.N.A.) 1/50.000 Inst.Geol.Min.Esp., hoja n. 594: ALCALA DE CHIBERT.
- MARTIN-CLOSAS, C., GRAMBAST-FESSARD, N. (1986): Les charophytes du Crétacé inférieur de la région du Maestrat (Chaîne Ibérique, Catalanides, Espagne). Paléobiol. Cont., 15: 1-66.
- MARTIN-CLOSAS, C., SALAS, R. (1987): Nouvelles données stratigraphiques et biostratigraphiques (Charophyta) sur le passage Jurassique-Cretacé dans le Bassin du Maestrat (Chaîne Iberique Orientale). Rev.Inv.Geol.

- MARZO, M. (1986): El cicle Triàsic al marge oriental d'Ibèrica. *Historia dels Països Catalans*, t.I Geologia (I). Fundació Enciclopedia Catalana, 253-280.
- MARZO, M., CALVET, F., ORTI, F. (1983): El Triàsic. IGME (Ed). Estudio geológico del Maestrazgo y unidad meridional de los Catalánides. Inédito.
- MARZO, M., CALVET, F., et al. (1985): Guía de la excursión: Triàsic de los Catalánides. II Col. de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triàsic de España.
- MASSON, D.G., MILES, F.R. (1984): Mesozoic seafloor spreading between Iberia, Europe and north America. *Mar.Geol.*, 56: 279-287.
- MCKENZIE, D.P. (1978): Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.* 40, 25-32.
- MEDUS, J. (1970): A palynological method for stratigraphical correlations (a study of Barremian, Aptian and Albian Complex of North-Eastern Spain and of Roussillon in France). *Grana*, n. 10, pp. 149-158, 3 figs., 4 pls.
- MEDUS, J., PONS, A. (1967): Etude palynologique du Cretace Pyreneo-Provençal. *Rev. of Paleobot. and Palynol.* Elsevier. pp. 111-117.
- MEKEL, J.F.M. (1976): Explanation of the Geological Maps of the Muniesa-Oliete and Montalbán-Obón regions. ITC., Departament of Geology, n. 33, 50 pp.
- MEKEL, J.F.M. y MEER MOHR, H.E.C. van der (1967): Explanation of the photogeological reconnaissance Map of the Muniesa-Montalbán region. I.T.C. Publications, ser. B, n. 42, 15 pp.
- MEKEL, J.F.M. y MEER MOHR, H.E.C. van der (1971): Explanation of the photogeological Map of the Montalbán region. I.T.C. Publications, ser. B, n. 59, p. 20.
- MEKEL, J.F.M. y MEER MOHR, H.E.C. van der (1981): Structure, in: GINKEL, A.C. van y MEKEL, J.F.M. (1981). *Geological Maps of the Montalbán Region*, pp. 25-34.
- MELLENDEZ, G. (1984): El Oxfordiense en el sector central de la Cordillera Ibérica. I Biostratigrafía. II Paleontología (Perisphinctidae



- Ammonoidea). Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid. 825 pp.
- MELENDEZ, G.; SEQUEIROS, L.; BROCHWICZ-LEWINSKI, W. (1983): Lower Oxfordian in the Iberian Chain, Spain; Part I. Biostratigraphy and Nature of Gaps. Bull. Acad. Polonaise des sciences. Série des sciences de la terre, XXX (3-4): 158-172.
- MELENDEZ, G., SEQUEIROS, L., BROCHWICZ-LEWINSKI, W. (1984): Tentative biostratigraphic subdivision for the oxfordian of the sub-mediterranean province on the base of perisphinctids. Inst. Symp. Jur. Str. Erlangen, 482-501.
- MIALL, A.D. (1984): Principles of sedimentary basin analysis. Springer-Verlag, 450 p.
- MICHEL, B. (1974): Contribution a l'étude des mineralisations plombo-zuicifères dans le Crétacé inférieur du Maestrazgo (provinces de Castellón et Teruel-Espagne). Mem. These Univ. de Nancy I.
- MITJAVILA, J. (1987): El vulcanisme Triàsic del domini meridional dels Catalànids. Tesi de Licenciatura. Univ. Barcelona. 118 pp.
- MITJAVILA, J., MARTI, J. (1985): Depósitos volcánicos. II Col. de Estratigrafía del Permiano y Triásico de España. Guía de la excursión al Triásico de los Catalánides. Edit. por Mateu Ibars M. Marzo, 80-86.
- MIROSCHEJJI, A. de (1971): Recherches géologiques aux confins du Maestrazgo et du Bassin de l'Ebre entre Alcorisa, Calanda et Forcall (Prov. de Teruel et Castellón, Espagne). Dipl. Et. Sup. Univ. de Dijon, 184 pp. Inédit.
- MOISSENET, E. y GAUTIER, F. (1971): La région de Rubielos de Mora (Prov. de Teruel, Chaînes Ibériques orientales). Contribution à l'étude géologique et geomorphologique. Mélanges de la Casa de Velazquez, t. VII. Paris.
- MOISSENET, E.; CANEROT, J. y FAILHE, P. (1972): Géologie et relief dans la région du Montalbán (Prov. de Teruel-Espagne). Mém. Casa de Velazquez Madrid. t. VIII, p. 1-150, 6 fig, 8 Photo, 3 pl.
- MOULIN, P. (1960): Contribution a la connaissance géologique de la région de Montalbán, Prov. de Teruel, Espagne. Thèse Fac. Sc. Bordeaux, 74 p.
- MOULLADE, M. (1974): Zones de foraminifères du Crétacé



inférieur mésogén. C.R.Acad.Sc. Paris, t. 278, pp. 1813-1816.

MOULLADE, M.; BILOTTE, M.; BUSNARDO, R.; CANEROT, J.; FOURCADE, E. y FEYBERNES, B. (1972): Valeur stratigraphique et description de *Neoiraquia cuvillieri* n. sp., Orbitonidé nouveau du Vraconien-Cénomanién inférieur des Pyrénées françaises et de la péninsule ibérique. C.R.Acad.Sc. Paris, t. 275, p. 2319-2322.

MOTTA, F. y ROCH, E. (1962): Bauxites d'Espagne: Observations et interpretations. Acta Geol., t. VII, fasc. 3-4, p. 285-291. Budapest.

MURAT, B.; CANEROT, J. y CUGNY, P. (1982): Evolution de l'aire de sedimentation eocretacée du bassin d'Oliete (Prov. de Teruel, Espagne). 9ème. Reun. Ann. Sc. Terre.

NAVARRO, D.; CRESPO, A.; PEREZ, A. y CANEROT, J. (1981): Mapa Geológico Nacional (M.A.G.N.A.) 1/50.000, Inst. Geol. Min. Esp., hoja n. 544: FORCALL.

NEWTON, E., HARDIE, L.A. (1986): Massive dolomitization along an upward branching fracture system in middle Triassic carbonates of the dolomites, northern Italy (abs): A.A.P.G. Annual Convention, Atlanta, Georgia, abstr. in press.

OBIS SALINAS, J.A. y CANEROT, J. (1973): Mapa Geológico Nacional (M.A.G.N.A.) 1/50.000 Inst. Geol. Min. Esp., hoja n. 593: CUEVAS DE VINROMA.

ORTI, f., VAQUER NAVARRO, R. (1980): Volcanismo jurásico del sector valenciano de la Cordillera Ibérica. Distribución y trama estructural. Acta Geol. Hispánica, (5) 15.

PALLARD, B. (1971): Etude géologique détaillée entre Alcorisa, Las Cuevas de Cañart et Bordón (Prov. de Teruel, Espagne). Dipl. Et. Sup. Univ. Nantes, 97 pp. Inédit.

FARDO, G.; VILLENA, J. (1979): Estudio sedimentológico de las arenas de Utrillas en las cuencas de Utrillas y Esteruel (provincia de Teruel). Est. Geol., 35: 645-650.

PERMANYER, A. (1982): Sedimentologia i diagènesi dels esculls miocens de la conca del Fenedes' Tesi Doctoral. Univ. Barcelona, 545 pp.

FUIGDEFABREGAS, C., SOUQUET, F. (1986): Tecto-sedimentary cycles and depositional

sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 173-203. Elsevier.

QUESADA GARCIA, A. (1964): Bosquejo geológico de la zona de yacimientos caolínicos entre Cerollera y los Olmos (Teruel). *Not. y Com. IGME*, n. 75, p. 57-70. Madrid.

QUINTERO, I. y REVILLA, J. (1959): Algunos yacimientos del Jurásico y Aptiense de la Prov. de Teruel. *Not. y Com. IGME*, v. 56.

RAT, P. (1969): Regard sur le Crétacé inférieur mésogéen du Sud de la France et du Nord de l'Espagne. *Rev. Bulgarian Geol.Soc.*, v. XXX, n. 1, p. 55-56.

READ, J. F. (1982): Carbonate plataforms of passive (extenional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonephysic* 81; 195-212.

READ, J.F. (1985): Carbonate platform models. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin* V 69 Nº 1. p 1-21, 10 figs.

READING, H.G. (Ed.) (1986): *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell scientific publications. 2 edit. 615 p.

REIG, F. (1958): Estructura geológica de la Cordillera Ibérica entre Teruel y Cantavieja. *Not. y Com.* n. 50, t. 2.

REIG, F. (1961): La discordancia paleoalpina del Jurásico superior en la Península Ibérica. *Bol.Inf. y Estud.*, n. 10, p. 49-54. Min.Obr.Publ., Ser.Geol.

RIBA, O. (1949): Bibliografía geológica y fisiológica de la provincia de Teruel. *Rev. Teruel*, 1 (2). Teruel.

RIBA, O. (1959): Estudio geológico de la Sierra de Albarracín. *Mon.Inst.Geol. Lucas Mallada*, (16), p. 283. CSIC.

RIBA, O. (1972): Memoria de la hoja 47, Teruel, E: 1/200.000. IGME, 43 pp.

RIBA, O., RIOS, J.M. (1960-62): Observations sur la structure du secteur sud-ouest de la Chaîne Ibérique (Espagne). *Livre à la memoire de P. Fallot. Soc.Geol.Fr.*, t. 1, p. 275-290.

- RIBA, O.; VILLENA, J., MALDONADO, A. (1971): Memoria de la hoja n. 40: DAROCA, E.1/200.000 IGME, 53 p.
- RIOS, J.M. (1958-1968): Relación de los principales sondeos para investigación de petróleos llevados a cabo en España desde 1939. Not. y Com. IGME; n.50, p. 47-73; 59, p. 133-166; 63, p. 67-102; 66, p. 143-188; 70, p. 147-200; 75, p. 183-233. Madrid.
- ROBLES OROZCO, S. (1974): Estudio geológico del Mesozoico del bloque del Cardó y sectores adyacentes. Tesis Doctoral, Univ. Autónoma de Barcelona, 436 pp.
- ROBLES OROZCO, S. (1982): Catalánides. En: El Cretácico de España. Univ. Complutense de Madrid, 199-272.
- ROSELL ORTIZ, L. (1978/79): Característiques dels dipòsits de plataforma mareal del final del Juràssic (Portlandià) a la zona de La Fleta (Massís de Garraf). Rev.Inst.Invest.Geol., 33: 81-94.
- ROSELL SANUY, J. (1961): Afloramientos liásicos en el Montmell y en Fontons-Torrelles de Foix (Tarragona). Not. y Com. IGME, 61: 245-250.
- ROSELL, J. i VILLENA, J. (1987): Sedimentología y análisis de Cuencas. Prospectivas en las Ciencias de la Tierra. CAICYT, CSIC, pp 91-98.
- ROWLAND, M. (1961): Etude géologique du secteur central de l'anticlinal d'Aliaga (Prov. de Teruel, Espagne). D.E.S. Université Dijon.
- SAAVEDRA, J.L. (1966): Micropaleontología del Cretáceo de la zona de Utrillas. Not. y Com. IGME, n. 88, p. 49-94.
- SABAT, F., MONTSERRAT, I., SANTANACH, F. (1984): Tectónica extensiva d'edat juràssica a l'illa de Cabrera (Balears). Acta Geol.Hispànica, 19 (4): 227-234.
- SAEFTEL, H. (1961): Paleogeografía del Albense en las cadenas Celtibéricas de España. Not. y Com. IGME, n. 62, p. 163-193.
- SAEZ GARCIA, C. (1957): Observaciones acerca de la extensión de las facies lacustres del Cretácico Superior y del Eoceno a lo largo de la Cordillera Ibérica. Las Ciencias, t. XXII, n. 4, p. 689-697.
- SALAS, R. (1983): Las secuencias deposicionales del tránsito Jurásico-Cretácico en la zona de enlace



- Catalánides-Ibérica. Com. X  
Congr.Nac.Sedimentología. Menorca, pp. 3.34-3.38.
- SALAS, R. (1983b): La sedimentación desde el Valanginiense al Albiense inferior. IGME (ed.), Estudio geológico del Maestrazgo y de la unidad meridional de los Catalánides. (Inédito).
- SALAS, R. (1984): Las construcciones arrecifales de corales y rudistas del Cretácico inferior de la Cordillera Ibérica oriental. I Congr. Español de Geología. Segovia, pp. 227-246.
- SALAS, R. (1985): Depositional sequences and cycles of relative changes of sea level during Jurassic-Cretaceous time in the oriental Iberian and Catalan Ranges. 6th. European Regional Meeting of Sedimentology. IAS, Lleida (Spain), pp. 441-441.
- SALAS, R. (1986): El ciclo Cretaci inferior al marge oriental d'Ibèria. Història Natural dels Països Catalans, t.I Geologia (I). Fundació Enciclopedia Catalana, pp. 333-349.
- SALAS, R. (1986): El ciclo Cretaci superior al marge oriental d'Ibèria. Història Natural dels Països Catalans, t.I Geologia (I). Fundació Enciclopedia Catalana, pp. 368-375.
- SALAS, R. (1986): El ciclo Juràssic al marge oriental d'Ibèria. Història Natural dels Països Catalans, t.I Geologia (I). Fundació Enciclopedia Catalana, pp. 292-306.
- SALAS, R.; BARRACHINA, A.; CABANES, R.; QUEROL, X. (1986a): Los sistemas deposicionales del Malm y el Cretácico inferior de los Catalánides y la Cordillera Ibérica oriental. XI Congr. Español de Sedimentología. Barcelona. Libro guía de la excursión nº 4 (Edit. Salas, R. et al.). Facultad de Geología, Univ. Barcelona, 125 pp.
- SALAS, R.; PREZBINDOWSKI, D.R.; ESTEBAN, M. (1986b): The origin of Upper Jurassic Lower-Cretaceous solomite in eastern Iberian Range (El Maestrat, Spain). XI Congr. Español de Sedimentología. Barcelona.
- SALVANY, J.Mª Y ORTI, F. (1985): Keuper. II Col. de Estratigrafía del Pérmico y Triásico de España. Guía de la excursión al Triásico de los Catalánides. Edit. Mateu Ibars M.Marzo, 68-80.
- SAN MIGUEL ARRIBAS, A. (1947): Estudio de la región



volcánica del Bajo Ebro. Premio Juan de la Cierva CSIC Instituto "Lucas Mallada". Madrid, 1950. 224 pp.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1936): Estudio de las rocas eruptivas de España. Mem.Acad.Cienc.Ex., Fis. y Nat.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1936): Nota petrográfica sobre algunas rocas de la provincia de Tarragona. Mem.R.Ac.CC. y AA. Barcelona XVIII (14): 3-11.

SANTAFE, J.V.; CASANOVAS, M.L.; SANZ, J.L. y CALZADA, S. (1978): Los dinosaurios de Morella (Nota preliminar). Acta Geol. Hisp., t. XIII, n. 5, p. 149-154.

SANTAFE, J.V.; CASANOVAS, M.L.; SANZ, J.L.; CALZADAS, S. (1982): Geología y paleontología (Dinosaurios) de las capas rojas de Morella (Castellón, España). Dip.Prov.de Castellón y Dip. de Barcelona Castellón-Barcelona, 169 pag.

SCOFFIN, T. (1987): An introduction to carbonate sediments and rocks. Blackie, Glasgow and London, published in the USA by Chapman and Hall New York.

SELLEY, R.C. (1980): Ancient sedimentary environments. Science Paperblacks. Chapman and Hall (Ed.) London 287 p. 2ª edit. revised.

SCHROEDER, R. (1964): Orbitoliniden-Biostratigraphie des Urgons nordostlich von Teruel (Spanien). N.Jb.Geol.Paleont.Mh., 8, p. 462-474.

SCHROEDER, R. (1968): Sobre algunos foraminíferos del Valanginiense de la Sierra de Valdancha (Prov. de Castellón). Bol.R.Soc.Hist.Nat. (Geol.), 66, 311-318.

SCHROEDER, R.; CHERCHI, A. (1981): El corte de Villaroya de los Pinares (Prov. de Teruel) in VILLENA, J. y CANEROT, J. (1981): El Cretácico del sector central de la cordillera Ibérica. Libro guía. Jornadas de campo p.i.c.g., 58. Mid Cretaceous Events, Grupo Español de trabajo, 9 pp.

SCHOLLE, P.A.; BEBOUT, D.G.; MOORE, C.H. (Ed.) (1983): Carbonate depositional environments. A.A.P.G. Mem., 33: 708 pp.

SIMON, J.L. (1981): Reactivación alpina del desgarre del Segre en el borde NE de la Cadena Ibérica. Revista Teruel, 65, p. 195-209.

- SCLATER, J.G. CRHISTIE, P.A.F. (1980): Continental stretching: an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin. *Journal of Geophysical Research*, vol 85 n.º 87. Pag. 3711-3739.
- SLOSS, L.L. (1963): Sequences in the cratonic interior of North America: *Geol. Soc. America Bull.*, 74(2): 93-114.
- SLOSS, L.L., KRUMBEIN, W.C., DAPPLES, E.C. (1949): Integrated facies analysis, in *Sedimentary facies in geologic history*: *Geol. Soc. America Mem.*, 39: 91-124.
- SIMON, J.L. (1982): *Compresión y distensión alpinas en la cadena Ibérica Oriental*. Tesis Doctoral. Univ. Zaragoza, 504 pp. Public. de Estudios Torulenses, 269 pp. (1984).
- SOLE DE PORTA, N. (1982): *Palinología del Albiense del área de Salomó (Tarragona, España)*. Actas del IV Simp. de Palinología. Edit. Univ. Barcelona.
- SOLE DE PORTA, N.; GARCIA CONESA, R. (1987): *Conjuntos esporopolínicos en el Albiense del Maestrazgo (Cordillera Ibérica Oriental, España)*. En prensa.
- SOLE SABARIS, L.; RIBA, O.; MALDONADO, A.; QUIRANTES, J.; VILLENA, J. y GARRIDO, A. (1972): *Memoria de la hoja n. 41: TORTOSA, E. 1/200.000, IGME, 45 p.*
- STECKLER, M.S. and WATTS, A.B. (1979): *Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York*. *Earth and Planetary Science letters*, 41. 1-13 Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-Printed in the Netherlands.
- STILLE, H. (1924): *Grundfragen der Vergleichenden Tektonik vgl Gebrüder Borntraeger*. 443 pp. Berlín.
- THIEVLOY, J.P. (1977): *Les ammonites boréales des formations néocomiennes du Sud-Est français (province subméditerranéenne)*. *Coeobios* 10(3): 395-461.
- TINTANT, H. y VIALARD, P. (1970): *Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique Sud-Occidentale aux confins des provinces de Teruel, Valencia et Cuenca*. *C.R.Somm.Soc.Géol. France*, fasc. 6, p. 207-308.
- TISCHER, G. (1966): *El Delta wealdico de las montañas ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos*.

- Not. y Com. IGME, v.81.
- TRELL, A.; MARTIN, M. y CANEROT, J. (1981): Mapa Geológico Nacional (M.A.G.N.A.) 1/50.000 Inst.Geol.Min.Esp., hoja n. 592: VILLAHERMOSA DEL RIO.
- TRICALINOS, J. (1928): Untersuchungen über den Bau der keltiberischen ketten der nordöstlichen Spanien. Zeit. Deut.Geol.Gesell., 80: 409-482.
- TRIGUEROS, E.; NAVARRO, A. y VILLALON, C. (1959): El límite Jurásico Cretácico al Norte de Teruel. Not. y Com. IGME, n. 53.
- VAIL, P.R.; HARDEBOL, J.; TODD, R.G. (1984): Jurassic unconformities, chronostratigraphy and biostratigraphy. A.A.P.G. Mem., 36.
- VAIL, P.R.; MICHUM, 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. A.A.P.G. Mem., 26: 83-87.
- VIALARD, P. (1978): Tectogenèse de la chaîne ibérique: relations substratum-couverture dans une tectonique polyphasée. C.R.Acad.Sc. Paris, t. 287, sér. D, p. 1103-1106.
- VIALARD, P. (1979): La chaîne Ibérides: zone de cisaillement intracontinentale pendant la tectogenèse alpine, C.R.Acad.Sc. Paris, t. 289, ser. D, p. 65-68.
- VIALARD, P. (1980): Les Ibériques (Chaînes Ibériques et Catalana): Interpretation de la fracturation majeure fini-oligocène. C.R.Acad.Sc. Paris, t. 291, sér. D, pp. 873-876.
- VILLENA, J. y CANEROT, J. (1981): El Cretácico del sector central de la Cordillera Ibérica. Libro guía. Jornadas de campo. p.i.c.g. 58 Mid. Cretaceous Events: Grupo español de trabajo, 207 p., 53 fig. (varias colaboraciones).
- WALKER, R.G. (1984): Facies models. Geoscience Canada. Reprint series 1 second edition, 317 pp.
- WEISSER, D. (1959): Acerca de la estratigrafía del Urgo-Aptense de las cadenas celtibéricas de España. Not y Com. n. 55, pp. 17-32.
- WHEELER, H.E. (1958): Time-stratigraphy. A.A.P.G.

Bull., 42 (5): 1047-1063.

WHEELER, H.E. (1959A): Unconformity-bounded units in stratigraphy (Note 24 of Am.Comm.Strat.Nomencl.). A.A.P.G. Bull., 43 (8): 1975-1977.

WIEDMAN, J. (1963): Sur la possibilité d'une subdivision et des correlations du Crétacé inférieur. Mem. B.R.G.M., n. 34, p. 819-823.

WIEDMAN, J. (1964): Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Cephalopodes. Estudios Geol., v. XX, pp. 107-148.

WILSON, J.L. (1975): Carbonate facies in geologic history. Springer, Berlin, 471 pp.

WILSON, J.L.; JORDAN, C. (1983): Middle shelf environment, pp. 298-343, in: Scholle, F.A., Bebout, D.G., Moore, C.H. (Ed.), A.A.P.G. Mem., 33.