



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**

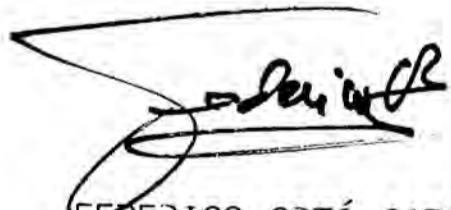
**RAMON SALAS ROIG**

Barcelona, juny 1.987

TESI REALITZADA PER RAMON SALAS ROIG EN EL DEPARTAMENT DE GEO-  
QUÍMICA, PETROLOGIA I PROSPECCIÓ GEOLÒGICA DE LA UNIVERSITAT  
DE BARCELONA, PER OPTAR AL GRAU DE DOCTOR EN CIÈNCIES GEOLÒGI-  
QUES.

BARCELONA, JUNY DE 1987.

VIST I PLAU



FEDERICO ORTÍ CABO

DIRECTOR DE LA TESI



RAMON SALAS

R. 3.303

X

BIBLIOTECA DE LA UNIVERSITAT DE BARCELONA



0700051709

## AGRAIMENTS

*Al Dr. Federico Ortí, Director d'aquest treball, pels consells, encoratjament i recolzament en la realització d'aquest projecte.*

*A l'Anna Barrachina, Rosa Cabanes, Xavier Querol i Marcel Barberà per la seva col.laboració i ajut en moltes campanyes de camp.*

*Al company Joan Guimerà, amb qui he compartit molts dies de camp, pels seus comentaris crítics i les discussions mantingudes sobre molts aspectes d'aquest treball.*

*Al Dr. Mateu Esteban per la visita als afloraments, intensos comentaris crítics, orientació en el plantejament d'alguns aspectes d'aquest treball i l'ajut en la interpretació de les anàlisis isotòpiques de les dolomies.*

*Al Dr. Albert Casas pel seu gran ajut en els càlculs de subsidència.*

*Als Drs. Eulàlis Gili i Josep Maria Pons per la visita als afloraments, comentaris crítics i classificació dels rudistes.*

*Al Dr. Peter Skelton i Rachel Wood de la Open University per la visita als afloraments i classificació de la fauna de rudistes i estromatopòrids.*

*Al Dr. Ricard Martínez, per la classificació dels ammonits del Cretaci inferior.*

*Al Dr. Guillermo Meléndez per la classificació dels ammonits del Juràssic.*

*A la Dra. Núria Solé que m'ha cedit els resultats d'anàlisis palinològiques encara inèdites.*

*Al Dr. D. R. Prezbindowski, de International Petrology Research, Tulsa (Oklahoma) per la realització de les anàlisis isotòpiques de les dolomies.*

*A les companyes Laura Rosell i Montserrat Inglès per haver tingut la paciència de llegir el text original i fer les correccions.*

*Als Professors Oriol Riba i Salvador Reguant per la seva amable orientació en temes estratigràfics.*

*Al Professor Josep Maria Fontboté pels seus interessants comentaris sobre qüestions tectòniques.*

*Al Dr. Juan José Pueyo, Director del Servei d'Anàlisi Química, per les facilitats donades per a la utilització de l'ordinador.*

*A Maite García i Rosa Utrilla pel gran interès i cura en la mecano-  
grafia i impressió del text original.*

*A l'Anna Mir per la confecció de la bibliografia i arranjam-  
ent de la part gràfica. El seu suport i encoratjament han estat  
fonamentals en tot moment.*

*A la companya Montserrat Liesa pel seu gran ajut en la confecció  
dels peus de les figures.*

*Als companys del departament Francesc Calvet, Albert Permanyer  
i Dolors Vallès pel seu suport i recolzament en la fase de mun-  
tatge final.*

*A Adolf Samper i Jordi Illa pel seu interès en la confecció de  
làmines primes i seccions polides.*

*A Joan Ros i Berta Andrés del Servei de Cartografia i Dibuix  
i a Ramon Pasqual, per la seva col.laboració en la deliniació  
de la part gràfica.*

*A les famílies Cabanes Pla de Traiguera i Querol Carceller de  
Morella, per haver me acollit moltes vegades a casa seva.*

## INDEX

1. INTRODUCCIO. . . . .	1
1.1. SITUACIO GEOGRAFICA . . . . .	1
1.2. OBJECTIUS I PROBLEMAS PLANTEJATS. . . . .	2
1.3. ANTECEDENTS . . . . .	3
2. EL MARC GEOLOGIC . . . . .	5
2.1. ELS MATERIALS MESOZOICS . . . . .	5
2.1.1. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL TRIASICA (TR) . . . . .	8
2.1.2. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL JURASICA (J). . . . .	17
2.1.3. LA SUPERSEQUENCIA DEPOSICIONAL CRETACICA INFERIOR (K1). . . . .	37
2.1.4. LA SUPERSEQUENCIA DEPOSICIONAL CRETACICA SUPERIOR (K2). . . . .	39
2.2. EL CONTEX ESTRUCTURAL . . . . .	55
3. ESTRATIGRAFIA. . . . .	58
3.1. UNITATS LITOSTRATIGRAFIQUES I LIMITADES PER DISCONTINUITATS UTILITZADES I DEFINIDES ANTERIORMENT. . . . .	58
3.1.1. ELS CATALANIDS. . . . .	59
3.1.1.1. EL NIVELL F . . . . .	59
3.1.1.2. EL NIVELL G . . . . .	60
3.1.1.3. FORMACIO DE CALCARIES I MARGUES AMB ESPONGIARIS I PROTOGLOBIGERINES . . . . .	61
3.1.1.4. FM. CALCARIES DE TIVISSA. . . . .	61
3.1.1.5. FM. DOLOMIES LAMINADES DE GARRAF. . . . .	62
3.1.1.6. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL SUPERIOR DE LA MACROSEQUENCIA JURASSICA. . . . .	62
3.1.1.7. LA MACROSEQUENCIA NEOCOMIANA. . . . .	63
3.1.1.8. LA MACROSEQUENCIA BARREMO-APTIANA . . . . .	64
3.1.1.9. EL GRUP DE CALCARIES, MARGOCALCARIES I DOLOMIES DEL PERELLO-GARRAF. . . . .	64
3.1.1.9.1. La Formació de Dolomies de la Roca Foradada . . . . .	65
3.1.1.9.2. La Formació Calcàries i Margues de la Inclusa . . . . .	66
3.1.1.9.2.1. El membre de calcàries organògenes de la Punta de l'Aliga . . . . .	68
3.1.1.9.3. La Formació Margues i Calcàries de la Cala de l'Aliga . . . . .	69
3.1.1.10 GRUP DE CALCARIES I ARENES DE LA SERRA DE CLABERIA. . . . .	70
3.1.1.10.1. La Formació d'Argiles Vermelles i Calcarenites d'Orbitolines del Montmell . . . . .	71

3.1.2. EL "MAESTRAT" I LA SERRALADA IBERICA ORIENTAL . . . . .	72
3.1.2.1. LA FORMACIO DE CALCARIES DE STA. MAGDALENA DE POLPIS. . . . .	73
3.1.2.2. LA FORMACIO DE LES MARGUES DEL MAS D'ASCLA. . . . .	73
3.1.2.3. LA FORMACIO DE CALCARIES DEL BOVALAR. . . . .	73
3.1.2.4. LA FORMACIO DE LES MARGUES DE MOYUELA . . . . .	74
3.1.2.5. LA FORMACIO DE LES CALCARIES DE MORTERO . . . . .	75
3.1.2.6. LA FORMACIO DE CALCARIES AMB ESPONGES DE IATOVA . . . . .	75
3.1.2.7. LA FORMACIO DE COLL DE VIDRE. . . . .	76
3.1.2.8. LA FORMACIO DE LES MARGUES DE XERA. . . . .	76
3.1.2.9. LA FORMACIO DE LA RITMITA CALCARIA DE LA LORIGUILLA. . . . .	77
3.1.2.10 LA FORMACIO DE CALCARIES DE LA SERRA D'ESPARE GUERA . . . . .	78
3.1.2.11 LA FORMACIO DE DOLOMIES DEL MORROT BLANC. . . . .	78
3.1.2.12 LA FORMACIO DE CALCARIES AMB ONCOLITS DE FIGUEROLES . . . . .	79
3.1.2.13 LA FORMACIO DE CALCARIES DE CINCTORRES. . . . .	80
3.1.2.14 EL GRUP DE MORELLA. . . . .	80
3.1.2.14.1. <u>La Formació de Calcàries de vallivana.</u> . . . . .	81
3.1.2.14.2. <u>La Formació de Calcàries i Marques del Mas                   de Querol.</u> . . . . .	82
3.1.2.14.3. <u>La Formació de Marques de Mirambell.</u> . . . . .	82
3.1.2.14.4. <u>La Formació de Calcàries i Marques d'Ares                   del Maestrat</u> . . . . .	83
3.1.2.14.5. <u>La Formació de Marques de Cervera del Maestrat</u> . . . . .	83
3.1.2.14.6. <u>La Formació d'Argiles de Morella</u> . . . . .	84
3.1.2.14.7. <u>La Formació de Calcàries i Marques de Xert</u> . . . . .	85
3.1.2.14.8. <u>La Formació de Marques del Forcall</u> . . . . .	85
3.1.2.14.9. <u>La Formació de Calcàries de Villarroya de                   los Pinares.</u> . . . . .	86
3.1.2.14.10 <u>La Formació de Calcàries de Benassal</u> . . . . .	87
3.1.2.14.11 <u>La Formació de Gesos del Maestrat.</u> . . . . .	88
3.1.2.15 EL GRUP D'ALIGA . . . . .	88
3.1.2.15.1. <u>La Formació de les Parras de Martín.</u> . . . . .	90
3.1.2.15.2. <u>La Formació de Calcàries de Palomar.</u> . . . . .	90
3.1.2.15.3. <u>La Formació de Gresos de Mora de Rubielos.</u> . . . . .	91
3.1.2.15.4. <u>La Formació de Gresos de Camarillas.</u> . . . . .	92
3.1.2.15.5. <u>La Formació de Lignits d'Escucha</u> . . . . .	93
3.1.2.16 LA FORMACIO D'ARENES D'UTRILLAS . . . . .	94
3.1.2.17 EL GRUP DE JOSA . . . . .	96
3.1.2.17.1. <u>La Formació de Marques i Calcàries de Blesa.</u> . . . . .	97
3.1.2.17.2. <u>La Formació de Calcàries d'Alarcón</u> . . . . .	98
3.1.2.17.3. <u>La Formació de Calcàries d'Oliete.</u> . . . . .	98
3.2. UNITATS LITOSTRATIGRAFQUES I LIMITADES PER DISCONTINUITATS QUE S'UTILITZEN I ES DEFINEIXEN EN AQUEST TREBALL . . . . .	100
3.2.1. <u>LES UNITATS ESTRATIGRAFQUES EMPRADES</u> . . . . .	103
3.2.1.1. LES UNITATS ESTRATIGRAFQUES LIMITADES PER DISCONTINUITATS . . . . .	104
3.2.1.2. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL . . . . .	107
3.2.2. <u>LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL D'EJULVE J3.1 (OXFORDIA).</u> . . . . .	114
3.2.2.1. LA FORMACIO DE CALCARIES AMB ESPONGES D' IATOVA. . . . .	122
3.2.2.1.1. <u>El membre de calcàries de la Serra de la Creu</u> . . . . .	122
3.2.3. <u>LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE VISTABELLA, J3.2           (KIMMERIDGIA INFERIOR).</u> . . . . .	124
3.2.3.1. LA FORMACIO DE MARGUES DE SOT DE XERA . . . . .	132

3.2.3.2.	LA FORMACIO DE CALCARIES DE STA. MAGDALENA DE POLPIS. . . . .	133
3.2.3.3.	LA FORMACIO DE MARGUES DEL MAS D'ASCLA. . . . .	135
3.2.3.4.	LA FORMACIO DE LES DOLOMIES DE LES AGUILLES. . . . .	136
3.2.4.	<u>LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE LA SALZADELLA J3.3 (KIMMERIDGIA SUPERIOR-BERRIASIA).</u> . . . . .	139
3.2.4.1.	LA FORMACIO DE CALCARIES DE BOVALAR . . . . .	145
3.2.4.1.1.	<u>Mb. de Calcàries i Margues del Barranc d'en Carro</u> . . . . .	146
3.2.4.2.	LA FM. DE CALCARIES I DOLOMIES DE LA PLETA. . . . .	148
3.2.4.3.	LA FM. DE DOLOMIES DE LES TALAIES D'ALCALA. . . . .	149
3.2.4.4.	LA FM. DE DOLOMIES SUPERIORS DE GARRAF. . . . .	151
3.2.5.	<u>LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE VALLIVANA J3.4 (VALANGINIA).</u> . . . . .	153
3.2.5.1.	LA FM. DE GRESOS DEL BARRANC D'EN SIROLL. . . . .	160
3.2.5.2.	LA FM. DE CALCARIES DE LOS POLACOS. . . . .	161
3.2.5.3.	LA FM. DE CALCARIES DE LA BASTIDA . . . . .	163
3.2.5.4.	LA FM. DE CALCARIES I MARGUES DELS MANGRANERS . . . . .	165
3.2.6.	<u>LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE SANT MATEU, K1.1 (HAUTERIVIA).</u> . . . . .	167
3.2.6.1.	LA FM. DE MARGUES I CALCARIES DE GAITA. . . . .	174
3.2.6.2.	LA FM. DE CALCARIES DE LA LLACOVA . . . . .	176
3.2.6.3.	LA FM. DE GRESOS DE L'AVELLA. . . . .	177
3.2.6.4.	LA FM. DE CALCARIES D'HERBERS . . . . .	178
3.2.6.5.	LA FM. DE GRESOS I CALCARIES DE CASTELLAR . . . . .	180
3.2.7.	<u>LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL D'ARES, K1.2 (BARREMIA)</u> . . . . .	181
3.2.7.1.	LA FM. DE MARGUES I CALCARIES DE LES ARTOLES. . . . .	189
3.2.7.1.1.	<u>El Mb. de Calcàries i Margues del Mas de Querol</u> . . . . .	191
3.2.7.1.2.	<u>El Mb. de Margues i Calcàries de Torre Segura</u> . . . . .	192
3.2.7.1.3.	<u>El Mb. de Calcàries de la Lloma</u> . . . . .	194
3.2.7.2.	LA FM. DE CALCARIES I ARGILES LATERITIQVES DEL CANTAPERDIUS. . . . .	196
3.2.8.	<u>LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL D'EN ROIG, K1.3 (APTIA BASAL)</u> . . . . .	198
3.2.9.	<u>LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE MORELLA, K1.4.</u> . . . . .	203
3.2.10.	<u>LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE CULLA, K1.5 (ALBIA INFERIOR)</u> . . . . .	209
3.2.10.1.	EL MEMBRE DE CALCARIES DE LA IGLESUELA . . . . .	213
3.2.11.	<u>LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE TRAIQUERA, K1.6 (ALBIA MITJA)</u> . . . . .	215
3.3.	<u>UNITATS BIOSTRATIGRAFQUES ADOPTADES I DEFINIDES EN AQUEST TREBALL</u> . . . . .	219
3.3.1.	<u>LES BIOZONACIONS D'AMMONITS</u> . . . . .	220
3.3.1.1.	LES BIOZONACIONS DELS AMMONITS JURASSICS. . . . .	220
3.3.1.2.	LES BIOZONACIONS DELS AMMONITS CRETACICS. . . . .	221
3.3.2.	<u>LA BIOZONACIO DELS FORAMINIFERS BENTONICS</u> . . . . .	222
3.3.3.	<u>LA BIOZONACIO DELS ORBITOLINIDS</u> . . . . .	222
3.3.4.	<u>LA BIOZONACIO D'ALGUES CALCARIES MARINES.</u> . . . . .	222
3.3.5.	<u>LA BIOZONACIO D'ALGUES CAROFICIES</u> . . . . .	222
3.3.6.	<u>LES ASSOCIACIONS ESPORO POL.LINIQVES.</u> . . . . .	223
3.4.	<u>CORRELACIO DE LES UNITATS ESTRATIGRAFQUES.</u> . . . . .	224
3.5.	<u>CORRELACIO ENTRE LES SEQUENCIES DEPOSICIONALS I ELS CANVIS RELATIUS DEL NIVELL DEL MAR.</u> . . . . .	225



4. ANALISI DE FACIES I AMBIENTS DE SEDIMENTACIO . . . . .	227
4.1. INTRODUCCIO . . . . .	227
4.2. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL D'EJULVE, J3.1 (OXFORDIA) . . . . .	228
4.2.1. FACIES DE PACKSTONES I GRAINSTONES. . . . .	228
4.2.2. FACIES DE WACKESTONES D'ESPONGES I AMMONITS . . . . .	229
4.2.3. FACIES DE MUDSTONES DE PROTOGLOBIGERINES. . . . .	229
4.2.4. MODEL DEPOSICIONAL. . . . .	230
4.3. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE VISTABELLA, J3.2 (KIMMERIDGIA INFERIOR). . . . .	231
4.3.1. FACIES DE MARGUES FOSQUES . . . . .	231
4.3.2. FACIES DE MUDSTONES . . . . .	231
4.3.3. FACIES DE MUDSTONES AMB TRUNCACIONS I ESCULLS . . . . .	232
4.3.4. FACIES DE MARGUES I MARGOCALCARIES FULLOSES . . . . .	233
4.3.5. MODEL DEPOSICIONAL. . . . .	235
4.4. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE LA SALZADELLA, J3.3 (KIMMERIDGIA SUPERIOR-BERRIASIA). . . . .	236
4.4.1. FACIES DE MUDSTONES I DOLOMIES LAMINADES. . . . .	236
4.4.2. FACIES DE MUDSTONES, WACKESTONES I MARGUES. . . . .	237
4.4.3. FACIES CALCARENITIQUES. . . . .	238
4.4.4. FACIES DE WACKESTONES DE CALPIONELLA. . . . .	238
4.4.5. MODEL DEPOSICIONAL. . . . .	238
4.5. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE VALLIVANA, J3.4 (VALANGINIA). . . . .	239
4.5.1. FACIES DE WACKESTONES I MARGUES NODULOSES . . . . .	239
4.5.2. FACIES DE GRESOS I CALCARIES. . . . .	240
4.5.3. FACIES DE MUDSTONES I WACKESTONES . . . . .	241
4.5.4. FACIES CALCARENITIQUES. . . . .	242
4.5.5. FACIES DE WACKESTONES-PACKSTONES DE DASICLADALS . . . . .	243
4.5.6. MODEL DEPOSICIONAL. . . . .	244
4.6. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE SANT MATEU, K1.1 (HAUTERIVIA). . . . .	244
4.6.1. FACIES DE WACKESTONES I BRETYES . . . . .	244
4.6.2. FACIES ARENOSES . . . . .	245
4.6.3. FACIES DE MUDSTONES-WACKESTONES . . . . .	246
4.6.4. FACIES DE CALCARENITES I ESCULLS. . . . .	247
4.6.5. FACIES DE PACKSTONES-WACKESTONES. . . . .	248
4.6.6. FACIES DE MARGUES AMB AMMONITS. . . . .	249
4.6.7. MODEL DEPOSICIONAL. . . . .	249
4.7. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL D'ARES, K1.2 (BARREMIÀ) . . . . .	250
4.7.1. FACIES DE WACKESTONES DE CAROFICIES I LATERITES . . . . .	250
4.7.2. FACIES DE WACKESTONES I MARGUES . . . . .	251
4.7.3. FACIES CALCARENITIQUES. . . . .	254
4.7.4. FACIES D'ESCULL . . . . .	254
4.7.5. FACIES DE MARGUES AMB BRAQUIOPODES I EQUINIDS . . . . .	255
4.7.6. MODEL DEPOSICIONAL. . . . .	255
4.8. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL D'EN ROIG, K1.3 (APTIA BASAL) . . . . .	257
4.8.1. EL SISTEMA DEPOSICIONAL DETRITIC BASAL. . . . .	257
4.8.1.1. FACIES DE LUTITES I GRESOS CANALITZATS . . . . .	257
4.8.1.2. FACIES DE LUTITES, MARGUES I GRESOS LENTICULARS . . . . .	259
4.8.1.3. FACIES LUTITIQUES . . . . .	259
4.8.1.4. FACIES DE LUTITES GRISES AMB OSTREIDS I GRESOS. . . . .	260
4.8.1.5. MODEL DEPOSICIONAL. . . . .	260

4.8.2. EL SISTEMA DEPOSICIONAL CARBONATAT . . . . .	261
4.8.2.1. FACIES DE MUDSTONES-WACKESTONES . . . . .	261
4.8.2.2. FACIES CALCARENITIQUES. . . . .	261
4.8.2.3. FACIES DE MARGUES AMB EQUINIDS. . . . .	262
4.8.2.4. MODEL DEPOSICIONAL. . . . .	262
4.9. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE MORELLA, K1.4 (APTIA). . . . .	262
4.9.1. FACIES DE WACKESTONES DE CAROFICIES . . . . .	262
4.9.2. FACIES DE WACKESTONES-PACKESTONES DE RUDISTES I CORALLS . . . . .	263
4.9.3. FACIES DE CALCARENITES. . . . .	265
4.9.4. FACIES DE MARGUES NODULOSES AMB ORBITOLINES . . . . .	266
4.9.5. FACIES DE MUDSTONES I MARGUES AMB AMMONITS. . . . .	267
4.9.6. MODEL DEPOSICIONAL. . . . .	267
4.10 LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE LA CULLA, K1.5 (ALBIA INFERIOR). . . . .	268
4.10.1 FACIES DE WACKESTONES I MARGUES . . . . .	268
4.10.2 FACIES CALCARENITIQUES. . . . .	269
4.10.3 FACIES D'ESCULL . . . . .	269
4.10.4 FACIES DE MARGUES AMB BRAQUIPODES. . . . .	270
4.10.5 MODEL DEPOSICIONAL. . . . .	270
4.11 LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE TRAIGUERA, K1.6 (ALBIA MITJA). . . . .	271
4.11.1 FACIES D'ESPLANADA DELTAICA SUPERIOR. . . . .	271
4.11.2 ESPLANADA DELTAICA INFERIOR . . . . .	273
4.11.3 FACIES DE FRONT DELTAIC . . . . .	275
4.11.4 MODEL DEPOSICIONAL. . . . .	276
5. <u>DIAGENESI</u> . . . . .	277
5.1. INTRODUCCIO . . . . .	277
5.2. FABRIQUES I EVOLUCIO MINERALOGICA . . . . .	278
5.2.1. <u>CALCITITZACIO DE L'ARAGONITA</u> . . . . .	279
5.2.2. <u>COMPACTACIO I PRODUCCIO DE FRAGMENTES ESQUELETICS DE</u> <u>MOLLUSCS</u> . . . . .	280
5.2.3. <u>ORIGEN DEL FANG MICRITIC I MICRITITZACIO</u> . . . . .	281
5.2.4. <u>LA MICROSPARITA NEOMORFICA</u> . . . . .	283
5.3. LA CIMENTACIO . . . . .	284
5.4. LA DOLOMITITZACIO . . . . .	286
5.4.1. <u>TIPUS DE DOLOMIES</u> . . . . .	286
5.4.2. <u>LES DOLOMIES DELS ALTS PALEOGEOGRAFICS</u> . . . . .	288
5.4.3. <u>PETROLOGIA DE LA DOLOMITITZACIO</u> . . . . .	293
5.4.4. <u>ANALISIS ISOTOPIQUES</u> . . . . .	294
5.4.5. <u>ORIGEN DE LA DOLOMITITZACIO</u> . . . . .	296
5.5. <u>LATERITZACIO I CARSTIFICACIO</u> . . . . .	299
6. <u>SEDIMENTACIO I SUBSIDENCIA</u> . . . . .	302
6.1. INTRODUCCIO . . . . .	302
6.2. SUBSIDENCIES OBSERVADES . . . . .	304
6.3. VELOCITATS DE SUBSIDENCIA OBSERVADES. . . . .	304

6.4.	SUBSIDENCIES OBSERVADES AMB CORRECCIO DE LA COMPACTACIO . . . . .	305
6.5.	LA SUBSIDENCIA TECTONICA DEL BASAMENT . . . . .	306
6.6.	VELOCITATS DE SUBSIDENCIA TECTONICA DEL BASAMENT A L'AIRE LLIURE . . . . .	308
6.7.	CONSIDERACIONS I COMPARACIONS . . . . .	309
7.	CONCLUSIONS. . . . .	313
7.1.	ESTRATIGRAFIA . . . . .	313
7.2.	AMBIENTS DE SEDIMENTACIO. . . . .	314
7.3.	DIAGENESI . . . . .	316
7.4.	SEDIMENTACIO I SUBSIDENCIA. . . . .	317
8.	BIBLIOGRAFIA . . . . .	319

## 1. INTRODUCCIÓ

## 1. INTRODUCCIO

### 1.1. SITUACIO GEOGRAFICA

L'àrea que s'estudia en aquest treball abasta dues unitats fisiogràfiques clàssiques: els Catalànids, concretament el sector del S del riu Llobregat, i la zona més oriental de la Serralada Ibèrica, sovint anomenat el "Maestrat".

El terme Maestrat resulta molt imprecís. Històricament el seu nom prové de la jurisdicció que exercia (1317-1592) el mestre de l'ordre militar de Montesa sobre una extensa porció de territori, el qual comprenia les actuals comarques de: Alt Maestrat, Baix Maestrat, una part de la Plana Alta i una part de l'Acalaten. St. Mateu era el lloc de residència del mestre, i va arribar a ser la capital jurídica i militar del Maestrat.

De vegades s'acostuma a estendre, abusivament, el nom de Maestrat a la comarca dels Ports de Morella i inclús a altres comarques aragoneses veïnes.

Això té el seu origen en una demarcació militar carlina que va establir el general Cabrera, però sense cap justificació històrica. Per aquesta raó certs autors utilitzen a la literatura geològica el terme de Maestrat, però de manera ambigua i poc concreta, per a designar la zona oriental de la Serralada Ibèrica i la zona d'enllaç amb els Catalànids.

Aproximadament l'àrea d'estudi quedaria inscrita en un polígon als vèrtexs del qual hi hauria les poblacions de: Castelldefels - Tarragona - Castelló - Terol - Muniesa - Andorra - Calanda - Fondespala - Horta de St. Joan - Ascó - Mont-roig - Vilaseca - El Pla de Manlleu - Martorell - Castelldefels.

## 1.2. OBJECTIUS I PROBLEMES PLANTEJATS

L'objectiu principal d'aquest treball és l'anàlisi de conca d'una part de les conques del marge oriental d'Ibèria. Concretament durant l'interval Oxfordià-Albià. L'anàlisi de conca es compon de molts aspectes com són: l'estratigrafia, que és potser més important; la sedimentologia, la diagènesis i l'estudi de la subsidència i l'enterrament dels sediments. Avui dia ningú no vol ser estratígraf, no està de moda, però malgrat tot cal fer estratigrafia quan no n'hi ha, o quan la que hi ha feta s'ha de revisar, o, si més no, quan es vol entendre com van les coses abans de començar a treballar. Miall (1984), opina que l'estratigrafia és la base de l'anàlisi de conca, amb el qual estic totalment d'acord. No es pot construir una casa sense fonaments, encara que darrerament diversos geòlegs hagin volgut demostrar que això es possible, analitzant unes fàcies que estarien penjades dels núvols, de vegades amb molta intuïció i amb molta big picture. Malauradament l'anàlisi de fàcies o, si més no, l'estratigrafia sísmica ha estat sovint utilitzada per alguns com una

entelèquia integradora d'observacions puntuals i de treballs poc sistemàtics. En aquest treball, s'utilitzen les tècniques de l'estratigrafia sísmica, però és fa estratigrafia en sentit estricte. Recentment Rosell i Villena (1987) diuen que la investigació que comporta l'anàlisi de conca representa una investigació estratigràfica integral en el sentit més ampli, abastant des de l'estudi a l'escala de l'aflorament i aixecament de sèries parcials locals, fins a l'establiment de la influència de l'evolució tectònica en el dispositiu sedimentari, on són capítols vitals els que fan referència a la correlació i divisió del rebliment de la conca.

### 1.3. ANTECEDENTS

L'estudi i el coneixement dels Catalànids meridionals i de la Serralada Ibèrica oriental, es pot dividir en quatre grans etapes:

#### 1) Treballs antics (fins 1927)

S'ocupen fonamentalment de qüestions concretes i solen centrar-se en temes estratigràfics. Mereixen especial atenció els de: VERNEUIL et al. (1852-68), VILANOVA i PIERA (1859, 1873), CONQUAND (1865-1870), LANDERER (1874-1878), CORTAZAR (1885) y DEREIMS (1898).

#### 2) Les grans síntesis regionals (1927-1961)

FALLOT i BATALLER (1927), TRICALINOS (1928), RITCHER i TEICHMULLER (1933), ASHAUER i TEICHMULLER (1935), RIOS i ALMELA (1951), ALMELA (1966), SAEFTEL (1961), BRINKMANN (1960-62) y RIBA Y RIOS (1960-62).

### 3) Els treballs moderns (1961-1980)

Durant aquesta etapa s'han realitzat nombrosos estudis, per això tan sols es citen aquells que constitueixen monografies regionals o que aporten algun aspecte d'especial interès.

MEKEL i VAN DER MEER MOHR (1971), Van GINKEL i MEKEL (1976), VILLENA (1971), ESTEBAN (1973), ROBLES (1974), CANEROT (1974), COMBES (1969), PARDO (1979), ANADON et al. (1979), AGUILAR et al. (1971), CANEROT (1979), VAN GINKEL i MEKEL (1981), BULARD (1972), CADILLAC (1979), GINER (1980), GOMEZ (1979).

### 4) Els treballs recents (des de 1980)

ROBLES (1982), CANEROT et al. (1982), SALAS (1983a), SALAS (1983b), SALAS (1984), SALAS (1985), SALAS (1986a), SALAS (1986b), SALAS (1986c), SALAS et al. (1986a), SALAS et al. (1986b).

En aquest capítol no es fa cap comentari dels treballs citats, ja que la gran majoria es comenten dins de cada capítol en particular.



## 2. EL MARC GEOLÒGIC

## 2. EL MARC GEOLOGIC.

L'àrea estudiada comprèn dues unitats morfoestructurals clàssiques: els Catalànids i el sector oriental de la Serralada Ibèrica, sovint anomenat també Maestrat (vegi's 1.1). Resulta difícil de posar un límit entre les dues unitats, perquè de fet no n'hi ha cap. Convencionalment s'ha agafat com a límit la transversal Fontdespala-Pena-roja de Tastavins (Anadón et al., 1979 (1982)), on es produeix una apreciable inflexió de les direccions estructurals. Però estratigràficament parlant, hi ha continuïtat de les unitats mesozoiques i una bona correlació de les fàcies (fig. 2.1, 2.2).

### 2.1 ELS MATERIALS MESOZOICS

Al marge oriental d'Ibèria la sedimentació durant el Mesozoic té lloc en conques intracratòniques, les quals són ocupades per mars epicontinents.

Aquestes conques o cubetes són separades per llindars, els quals actuen controlats per l'enfonsament i el basculament de blocs al llarg de falles normals. Durant els temps mesozoics no sempre han jugat els mateixos accidents paleogeogràfics, ni les conques han estat exactament sempre les mateixes, però sí que alguns d'aquests accidents han participat significativament i de manera pràcticament constant. Tal és el cas de l'accident d'Ateca-Castelló o el del Llobregat, els quals condicionarien l'existència d'alts paleogeogràfics al llarg de tot el Mesozoic.

Els terrenys cretacis formen la major extensió de l'àrea estudiada, seguits dels juràssics i dels triàsics (figs. 2.1, 2.2). Durant el Juràssic i el Cretaci la sedimentació es majoritàriament carbonatada, es tracta de carbonats marins d'aigües somes, encara que hi ha etapes, menors, de carbonats d'aigües més profundes. Les entrades de terrígens siliciclàstics i l'existència de carbonats d'aigua dolça hi són presents, en determinats moments, a les zones marginals de les conques. Això passa sobre tot al trànsit Juràssic-Cretaci i a l'Albià mitjà-superior, dues etapes que es caracteritzen per presentar moments crítics de la sedimentació marina. Aquests fets no són pas casuals, sino que estan clarament relacionats amb esdeveniments geodinàmics globals i de l'evolució de la placa ibèrica. Durant el Triàsic, la sedimentació terrígena siliciclàstica i la carbonatada s'alternen en el temps. Es una etapa de rifting important, que queda reflectida en el caràcter dels sediments. Es també durant els temps triàsics i juràssics que té lloc un fet de la màxima importància, i que està íntimament relacionat amb la distensió mesozoica; em refereixo a les manifestacions volcàniques de caràcter bàsic del Baix Ebre (Trias) i de la zona de Caudiel (Lias-Dogger). En aquest sentit s'ha parlat de l'existència d'un punt calent, l'anomenat "punt calent de València-Castelló" (Alvaro et al., 1979 (1982)), el qual estaria directament relacionat amb l'important aprimament de l'escorça que té lloc en determinades

àrees. Tal és el cas de la conca del Maestrat, amb més de 6.000 m de sediments, des del Permià superior al Senonià. Els mateixos autors citats van establir un model d'evolució geotectònica per a la Serralada Ibèrica, la qual interpreten com un aulacogen. Més endavant aquest model el discuteixo a la vegada que en proposo d'alternatiu (capítol 7 é.) pel que fa l'etapa de distensió mesozoica.

Gràcies a l'esforç d'alguns geològs que han treballat darrerament en a diversos sectors de l'àrea d'estudi, utilitzant les tècniques de l'anàlisi estratigràfica sísmica (Vail et al., 1977), s'ha pogut arribar a tenir una nova visió del Mesozoic, pel que fa la seva vessant estratigràfica. Esteban i Robles, 1979 (1982) van ser els primers autors que van aplicar aquestes noves tècniques d'anàlisi estratigràfica als materials mesozoics dels Catalànids. Més tard, Giner (1980) va establir les seqüències deposicionals per al Juràssic de l'àrea estudiada. Finalment, Marzo et al. (1983, 1985), Marzo (1986) i Calvet (1986) estudien les seqüències deposicionals del Triàsic. Des de l'any 1983 he publicat tota una sèrie de treballs on es defineixen i s'estudien les seqüències deposicionals del Malm i del Cretaci Inferior (Salas, 1983a, 1983b, 1984, 1985, 1986a, 1986b, 1986c; Salas et al. 1986a), i on també s'analitzen les seqüències deposicionals de la resta del registre mesozoic. Per més detalls sobre el concepte de seqüència deposicional, etc., vegi's el capítol següent d'estratigrafia.

D'acord amb Salas (1985) el Mesozoic dels Catalànids i de la Serralada Ibèrica oriental pot ser dividit en quatre grans seqüències deposicionals o superseqüències: 1) Triàsic (TR) (Buntsandstein-Hettangià); 2) Juràssic (J) (Sinemurià-Valanginià inferior); 3) Cretaci inferior (K1) (Valanginià superior-Albià mitjà) i 4) Cretaci superior (K2) (Albià superior-Senonià). Aquestes grans seqüències deposicionals són limitades per quatre disconti-

nuïtats importants (D0, D1, D2 i D3), les quals poden ser reconegudes com a disconformitats i/o discordances (fig. 2.4). Al mateix temps s'observa com el grau de recobriment expansiu (onlap) augmenta considerablement de cada superseqüència respecte a la subjacent. Si es tenen en compte altres discontinuïtats menors, es poden distingir també seqüències deposicionals d'ordre menor, les quals queden contingudes dins de les quatre grans superseqüències considerades més amunt.

Les quatre grans seqüències deposicionals o superseqüències són correlacionables amb els supercicles globals de canvis relatius del nivell del mar de Vail et al. (1977), mentre que les seqüències deposicionals menors ho són amb els cicles de tercer ordre. Segons Vail et al. (1977) les seqüències deposicionals estan relacionades amb els canvis relatius del nivell del mar (vegi's el capítol 6 è.).

Tot seguit s'estudiaran, d'una manera sintètica, les quatre grans seqüències deposicionals mesozoïques, però sense entrar en detalls excessius, ja que l'objecte d'aquest capítol és tant sols el d'enquadrar la sedimentació del Malm i el Cretaci inferior dins dels esdeveniments tectosedimentaris més importants i significatius dels temps mesozoïcs.

#### 2.1.1. LA SUPERSECUENCIA DEPOSICIONAL TRIASICA (TR).

S'inicia amb la discordança pre-triàsica que la separa dels terrenys paleozoïcs (D0) i comprèn el Permià superior, tot el Triàsic i l'Hetangià. El seu límit superior és una important disconformitat (D1) que es localitza entre les bretxes de la base del Lias (Fm. Cortes de Tajuña) i el substrat triàsic més o menys erosionat. Aquesta disconformitat, a les zones més marginals de

les conques, pot arribar a ser una veritable discordança. Tal és el cas del Massís de Garraf, on les bretxes basals del Lias reposen discordants sobre el basament triàsic fracturat i basculat (fig. 2.3). La relació discordant entre el Juràssic basal i el substrat triàsic va ser discutida per Giner (1980), el qual arribà a la conclusió que es tractava d'una il·lusió òptica. Posteriorment, les meves observacions sobre el terreny estan completament d'acord amb les dels primers autors que varen estudiar-la (Esteban i Julià, 1973). Als Catalànids l'erosió afecta el Keuper i el sostre del Muschelkalk superior, però les bretxes dolomítiques sinemurianes arriben a reposar sobre el Buntsandstein al Baix Aragó, al sector de Cedrilla-Corbalàn (Guimerà, com. personal).

La superseqüència deposicional triàsica (fins a 1.200 m) ha estat dividida, als Catalànids i a la Serralada Ibèrica oriental, en quatre seqüències deposicionals limitades per discontinuïtats d'ordre menor, però de considerable amplitud regional (fig. 2.4): 1) La seqüència inferior és formada pel Permià superior, el Buntsandstein i part del Muschelkalk inferior (TR1). 2) La segona, pel sostre del Muschelkalk inferior, el Muschelkalk mitjà i part del del Muschelkalk superior (TR2). 3) La tercera comprèn la resta del Muschelkalk superior i el Keuper inferior (TR3). 4) La quarta seqüència i superior, és la formada pel Keuper superior i les dolomies taulajades de la Fm. Imón (suprakeuper d'alguns autors) (TR4) (Marzo i Calvet, 1983, 1985; Calvet, 1986; Marzo, 1986) (fig. 2.4, 2.5).

Els principals afloraments triàsics de l'àrea d'estudi són al Massís de Garraf, la Conca del Gaià, Serra de Miramar, Muntanyes de Prades, Baix Ebre, Desert de les Palmes i Serra d'Espadà.

1) La seqüència deposicional del Permià superior, el Buntsandstein i part del Muschelkalk inferior (TR1).

El seu límit inferior és marcat per la discordança de les unitats del Permià superior o de les fácies Buntsandstein sobre el sòcol hercinià. Mentre que el seu marc superior ve donat per una discontinuïtat, de gran extensió als Catalànids, la qual es localitza cap al final de la fácies Muschelkalk inferior. L'edat d'aquesta seqüència aniria des del Permià superior fins l'Anisià inferior.

Aquesta seqüència presenta un caràcter clar d'aprofundiment creixent cap al sostre (deepening upwards), que juntament amb el seu caràcter expansiu, ens indiquen la seva tendència transgressiva. Comença amb els dipòsits continentals del Permià inferior, allí on hi són presents, als quals segueixen els també continentals i fluvials, de la fácies Buntsandstein. De manera progressiva continua amb el trànsit continental-marí del límit Buntsandstein-Muschelkalk, i finalitza amb els dipòsits marins de la fácies Muschelkalk inferior (fig. 2.5).

A la Serralada Costanera Catalana, els materials atribuïbles al Permià superior són representats per l·lencions de bretxes que descansen discordants sobre el sòcol paleozoic molt rubefactat. Al Priorat són conglomerats, gresos i lutites (fins a 40 m). Més al sud, a la zona del Desert de Les Palmes, de la Serra d'Espadà, són formats bàsicament per gresos i lutites (fins a 200 m). Aquests mateixos materials, amb flora típica permiana superior, han estat localitzats també als sondatges de petroli de la conca del Maestrat.

Sobre les unitats del Permià superior, quan hi són, o sobre el sòcol hercinià, es disposen els materials fluvials de la unitat Buntsandstein, els

quals són representats per un conjunt d'associacions de fácies que ens informen des de les parts més proximals d'amples planes al.luvials, formades per la coalescència de ventalls al.luvials, fins als medis més distals de planes al.luvials. En general, les seqüències de la unitat Buntsandstein tenen caràcter granodecreixent, la qual cosa podria indicar una tendència retrogradant del sistema deposicional.

A l'Anisià inferior, es comença a anunciar la primera transgressió marina triàsica amb la deposició de les lutites de les fácies Röt. Aquests materials corresponen a dipòsits supramareals d'una esplanada fangosa (mud-flat), amb una forta evaporació que donà lloc a la precipitació d'evaporites.

Sobre els materials argilosos de la fácies Röt, es troben els carbonats marins d'aigües somes de la unitat Muschelkalk inferior. Aquests materials presenten una megaseqüència vertical d'aprofundiment creixent cap al sostre (deepening upwards) amb ambients que van des d'esplanades mareals a bancs marginals colitico-bioclàstics d'alta energia. Els carbonats d'aquesta unitat són dolomititzats en molts sectors, majoritàriament entre el Llobregat i les Muntanyes de Prades. Es tracta de les "dolomies grises", les quals es solen presentar en masses importants de dolomies fosques (Calvet, 1986; Marzo, 1986). Cap al final de la unitat del Muschelkalk inferior es produeix una interrupció sedimentària significativa, la qual ve marcada per una discontinuïtat menor d'àmbit regional.



2. Seqüència deposicional del sostre del Muschelkalk inferior al Muschelkalk mitjà i part del Muschelkalk superior (TR2).

Es limitada inferiorment per la discontinuïtat esmentada, mentre que el límit superior de la seqüència es troba a l'interior del Muschelkalk superior, aproximadament a la seva meitat. Aquesta discontinuïtat pot presentar-se com un hard-ground, superfícies de carstificació o simplement de ferruginització (fig. 2.5). Aquesta segona gran unitat estratigràfica del Triàsic, limitada per discontinuïtats, està formada per dos megaseqüències, la primera d'aprofundiment creixent i la segona o superior, de somerització creixent. Aquestes tendències poden ser interpretades com un cicle regressiu-transgressiu, on el punt de màxima regressió se situaria dins del Muschelkalk mitjà (Calvet, 1986; Marzo, 1986).

Aquesta seqüència s'inicia amb una unitat dolomítica, les "dolomies blanques", dolmicrites originades en medis restringits i hipersalins. Aquesta unitat ens anuncia el començament d'una etapa regressiva important, la qual culminarà amb les entrades importants de terrigens siliciclàstics del Muschelkalk mitjà (fig. 2.5).

La sedimentació del Muchelkalk mitjà correspon a sistemes fluvials amb l'àrea font situada cap al Nord i clares influències marines pel S i SE, d'on provindran els guixos. Es tracta d'una unitat essencialment lutítica que correspon a sediments de planes lutítiques intra i supramareals. Les evaporites intercalades s'haurien format en relació amb entollaments hipersalins. Els dipòsits acanalats són adquiereixen major importància entre el Gaià i el Montseny (Castelltort, 1985). Durant aquesta etapa té lloc el vulcanisme alcalí del Baix Ebre.

Amb els primers carbonats del Muschelkalk superior comença una etapa transgressiva generalitzada. Sobre les fàcies mareals de les "calcàries i dolomies de Rojals" se situen els dipòsits de carbonats marins d'aigües més profundes constituïts per les "calcàries biotorbades i dolomies de Benifallet" (Calvet, 1986), les quals representarien unes condicions de sedimentació de plataforma francament oberta i distal. En sectors més marginals i en una etapa posterior, per sobre de la unitat Benifallet s'instal·len dipòsits de planes de marea, amb creixement de doms estromatolítics i condicions hipersalines (unitat de Querol). En aquest moment, al sector de les Muntanyes de Prades es desenvolupa un complex escullós format per un cinturó d'esculls discontinu i un conjunt de pegats escullosos (patch-reefs). Mentre que als sectors més distals de la plataforma, al Baix Ebre, es dipositen fàcies d'aigües més profundes que s'ordenen verticalment en seqüències de somerització (unitat de Rasquera) (Calvet, 1986).

Immediatament per sobre d'aquestes fàcies, hi ha l'esmentada discontinuïtat intra Muschelkalk superior, la qual té caràcter subaeri-submarí. Així, mentre a les Muntanyes de Prades els esculls presenten el sostre carstificat, signe d'una evident exposició, al sector del Baix Ebre i la Serra d'Espadà correspon a un fons endurit (hard-ground) amb acumulacions de fauna. Aquest fet ens indicaria disminució important de la raó de sedimentació, probablement relacionada amb un augment de la profunditat del medi.

3. Seqüència deposicional de la part alta del Muschelkalk superior i del Keuper inferior (TR3).

El seu límit inferior és la discontinuïtat esmentada. Superiorment és limitada per una discontinuïtat que es manifesta amb la represa de l'activitat

volcànica (dipòsits volcanoclàstics del Baix Ebre) o entrades significatives de terrígens siliciclàstics a les àrees més meridionals (Fm. Gresos de Manuel). Aquesta seqüència representa una etapa clarament regressiva, on el màxim regressiu se situa just al seu límit superior, cap a la part mitjana del Keuper. L'edat d'aquesta seqüència és Ladinia superior-Karnia inferior (Calvet, 1986; Marzo, 1986; Salvany i Ortí, 1985) (fig. 2.5).

Al sector de les Muntanyes de Prades, els esculls carstificats i dolomititzats són recoberts expansivament per les dolmicrites taulajades de la "Pedra d'Alcover", les quals es depositaren en cubetes, d'aigües relativament profundes i fons anòxics, limitades pels esculls (Esteban et al., 1977).

Mentrestant als sectors més meridionals del Baix Ebre i del País Valencià, es produeix una sedimentació carbonatada relativament profunda, de fàcies distals i obertes d'una plataforma de carbonats (unitat de Tivissa). Superiorment es passa a unes condicions clarament més somes (unitat de Capafonts). Són carbonats que es presenten en seqüències de somerització i representen ambients molt somes, intra o supramareals (Calvet, 1986).

Les condicions regressives iniciades al final del Muschelkalk superior, culminaran amb la sedimentació de les fàcies del Keuper. Durant aquesta etapa té lloc una sedimentació majoritàriament evaporítica, constituïda per lutites i guixos abundants.

4. La seqüència deposicional del Keuper superior i de la Fm. d'Imón (TR4).

Aquesta seqüència comença amb la discontinuïtat esmentada. El seu límit superior és la disconformitat de la base de les bretxes del Lias (D1) (Fm.

Cortes de Tajuña) de la qual ja se n'ha parlat anteriorment (vegi's l'inici de 2.1.1) i que correspondria a un episodi de caiguda important del nivell del mar (Salas, 1985). L'edat d'aquesta seqüència és Karinià superior-Norià-Reti-co-Hettangià ? (Giner, 1980) (fig. 2.5).

Per damunt dels gresos de Manuel, del País Valencià, o dels dipòsits vulcanoclàstics del Baix Ebre, es depositen lutites vermelles amb guixos nodulars en medis associats a salines costaneres (Sabkhas) sota un clima semiàrid-àrid i dins d'un context d'aigües hipersalines. Per sobre ve el tram gris i gris verdós (Argiles i carbonats del Gallicant) que representa el trànsit a la Fm. d'Imón, i correspondria a dipòsits de sabkhas i d'esplanada mareal d'aigües hipersalines (Salvany i Ortí, 1985).

La darrera unitat d'aquesta seqüència és la Fm. d'Imón (fins a 70 m). La part inferior (fins a 15 m) és constituïda per conioles margoses, bretxes dolomítiques i intercalacions primes de lutites. La part superior és formada per una alternança de dolmicrites taulejades i calcarenites oolítiques. També hi són presents les dolmicrites amb laminació mil.limètrica amb motlles d'evaporites i algunes estructures de dessecació. Tots aquests sediments carbonatats es formarien en esplanades de marea i parts marginals somes d'una plataforma de carbonats.

Un tall idealitzat, entre el vorell oriental de la Meseta i les Illes Balears, ens mostra com les diverses seqüències deposicionals del cicle triàsic es van solapant successiva i progressivament (fig. 2.6). Aquest recobriment expansiu (onlap) i progressiu d'est a oest, és el resultat de la transgressió marina sobre el marge de la Meseta. Respon a l'aprimament de l'escorça i conseqüent enfonsament que es produeix, durant els temps trià-sics, en determinades àrees, com a resultat del procés de fraccionament de la

Pangea, i que en aquest cas es manifesta per l'apertura del solc ibèric. Aquest solc és com un assaig desafortunat d'expansió cap l'oest de la mar del Tetis, el qual només prosperà amb èxit a través del solc bètico-balear. La formació del graben ibèric durant el Triàsic s'ha d'inscriure dins dels inicis del gran procés de fragmentació continental de la Pangea, com ja he dit, i més concretament, amb l'obertura de l'Atlàntic central i la consegüent separació d'Amèrica del Nord respecte a l'Àfrica (Dewey et al., 1973).

Com ja comentava a l'introducció del capítol, l'important afluïment de l'escorça que es produeix durant els temps triàsics dona lloc a l'aparició de manifestacions volcàniques molt significatives. Des de fa temps són coneguts els dipòsits volcànics relacionats amb els materials triàsics del sector meridional dels Catalànids (Bauza, 1876; Gombau, 1877; Mallada, 1887; Ashauer i Teichmüller, 1935; Fallot, 1945; San Miguel de la Cámara, 1929, 1936; San Miguel Arribas, 1947). Afloren a Vandellòs, Tivissa, Serra del Cardó, Ports de Beseit i a la Serra de Cavalls i Pàndols. Els materials volcànics són: laves, dipòsits piroclàstics, sills i dics basàltics, els quals es troben emplaçats i interestratificats dins dels terrenys del Muschelkalk mitjà i del Keuper. Petrologicament són roques que deriven de magmes alcalins poc diferenciats (basalts olivínics), els quals caracteritzen un típic vulcanisme d'intraplaca. Fins ara mai no s'han trobat evidències de fases toleítiques oceàniques, típiques del vulcanisme triàsic de l'Atlàntic (Mitjavila i Martí, 1985; Mitjavila, 1987).

Hi ha un fet interessant de destacar, i és que els materials volcànics només es troben relacionats amb etapes de sedimentació terrígena siliciclàstica: el Muschelkalk mitjà i el Keuper. Cal pensar que en aquests moments l'activitat del rifting adquiriria una major importància, amb la consegüent aparició d'extenses àrees marginals emergides que subministrarien

grans quantitats d'elements detrítics (fig. 2.7). Després de dir això, la pregunta que immediatament ve és: hi ha vulcanisme al Buntsandstein?. Fins ara no es tenen notícies de materials volcànics. Però a la Serra d'Espadà, a Sogorb, hi ha mineralitzacions de cinabri al Buntsandstein. Molt probablement aquest mercuri podria estar relacionat amb l'activitat fumarolítica d'uns certs processos volcànics encara desconeguts.

### 2.1.2. LA SUPERSECUENCIA DEPOSICIONAL JURASSICA (J)

El límit inferior és una important superfície de disconformitat, la qual, com ja s'ha comentat a l'apartat anterior (vegi's 2.1.1) pot representar una etapa d'erosió molt important. Per sobre d'aquesta superfície d'erosió (D1), les bretxes de la base del Lias (Fm. Cortes de Tajuña) es disposen amb un alt grau de recobriment expansiu (onlap). Comprèn (més de 3.000 m) des del Sinemurià, edat de les bretxes basals (Giner, 1980), fins al Valanginià inferior (Salas, 1985). El límit superior, a les conques de la vora oriental d'Ibèria, és ben establert per una important disconformitat (D2) i sobretot per l'ampli i extens recobriment expansiu de la seqüència deposicional suprajacent cretàcia inferior (fig. 2.4).

A l'àrea que ens ocupa, i en general a totes les conques del marge oriental d'Ibèria, s'hi han definit vuit seqüències deposicionals: 1) Seqüència deposicional del Sinemurià-Carixià (J1.1); 2) Seqüència deposicional del Domerià (J1.2); 3) Seqüència deposicional del Toarcià-Aalenià (J1.3); 4) Seqüència deposicional del Bajocia-Callovinià (J2); 5) Seqüència deposicional de l'Oxfordià (J3.1); 6) Seqüència deposicional del Kimmeridgià inferior (J3.2); 7) Seqüència deposicional del Kimmeridgià superior-Berriasià (J3.3) i

8) Seqüència deposicional del Valanginià inferior (J3.4) (Giner, 1980; Salas, 1983, 1985, 1986a; Salas et al. 1986) (fig. 2.8).

A continuació, i de forma resumida, s'exposen els trets més essencials de les quatre primeres seqüències, del total de vuit considerades, del gran cicle sedimentari Juràssic (Superseqüència juràssica). Les quatre restants, ja formen part de l'objecte principal d'aquest treball per estar enquadrades dins del Malm. Tractant-se, doncs, d'una part de l'objecte d'estudi, no se'n fa cap resum, i s'encetaran directament a l'apartat corresponent (vegi's 3.3 i 4). El procedir d'aquesta forma és per la pròpia finalitat d'aquest capítol introductori, en el qual només pretenc d'enquadrar-hi el tema de l'estudi realitzat: el Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espadà.

Els aflorament principals dels terrenys juràssics dins l'àrea d'aquest estudi són: el Massís de Garraf, la Conca del Gaià, el Massís de Bonastre, les Muntanyes de Prades, el Cap de Salou-Tarragona, El Perelló, El Cardó, Els Ports de Beseit, el "Maestrat", el Desert de les Palmes i la Serra d'Espadà.

#### 1. La seqüència deposicional del Sinemurià-Carixià (J1.1).

Es limitada a la base per la discontinuïtat major de la base de la superseqüència juràssica (D1), i al sostre per una discontinuïtat menor, la qual sovint és representada per una superfície ferruginitzada i perforada (d0).

Aquesta unitat engloba diverses unitats litostratigràfiques definides per autors espanyols a la branca castellana de la Serralada Ibèrica (carnioles de Cortes de Tajuña i calcàries i dolomies de Cuevas Labradas) i per autors

holandesos a la zona de Montalbán i Muniesa (dolomies de Cantaleza<sup>r</sup> i calcàries de Martín) (fig. 2.8), (fig. 3.3).

Es una seqüència de tipus de profunditat creixent (deepening upwards), és a dir, en la qual els materials representen progressivament sediments d'ambients més profunds. L'origen de les bretxes de la part inferior d'aquesta seqüència (carnioles de Cortes de Tajuña) ha estat molt discutit i objecte d'interpretacions molt diverses: bretxes de col.lapse per dissolució d'evaporites, bretxes sinsedimentàries, i fins i tot hi ha qui ha arribat a interpretar-les com a bretxes tectòniques. Tanmateix, avui sembla clar l'origen d'aquestes bretxes. Són el resultat de tres processos que es desenvoluparen simultàniament: dissolució d'evaporites, fet que donà lloc a les carnióles; resedimentació de materials a causa de la inestabilitat dels fons en relació al moviment de falles, procés que donà lloc a la bretxificació; i dissolució d'evaporites acompanyada del col.lapse d'alguns trams carbonàtics suprajacents. Tot això, juntament amb el caràcter sovint erosional dels contactes entre els diversos trams d'aquesta formació, així com els ràpids i freqüents canvis laterals de fàcies i de potències, i la presència de nivells amb clars slumps, ens fa pensar en un sistema de sedimentació en talussos inestables. El procés seguí una seqüència d'inestabilitat, dissolució d'evaporites, resedimentació. En períodes d'estabilitat no es destruïren les capes, com ho testifiquen certs nivells de calcàries i dolomies que s'han conservat intactes.

La unitat de calcàries i dolomies superior (calcàries i dolomies de Cuevas Labradas) representa ambients més profunds i, a la Serralada Costanera Catalana i la part N del País Valencià, mostra una profundització creixent. Els termes més superiors, amb ammonits, representen els ambients més profunds i/o més oberts d'aquesta seqüència. Per contra, al País Valencià, ja a prop



del Prebètic extern, tot el conjunt de calcàries i dolomies de la meitat superior de la seqüència correspon a ambients d'aigües somes típiques de les zones marginals d'una plataforma de carbonats.

#### La Fm. de Carnioles de Cortes de Tajuña.

La seqüència deposicional del Sinemurià-Carixià comença amb una formació (Carnioles de Cortes de Tajuña) on dominen les bretxes calcareodolomítiques. Aquestes bretxes poden arribar a gruixos de fins 400 m. També hi són presents les carnioles dolomítiques (fins 150 m), probablement originades en part per la dissolució de litologies evaporítiques. Aquests darrers materials són representats per margues grisoverdoses, guixenques, que alternen amb capes de guixos laminats, amb làmines centimètriques. També és possible de trobar-hi calcàries micrítiques, amb pèllets, bivalves, estructures produïdes per l'activitat d'algues cianofícies, etc. i dolomies de gra fi amb passades de nivellats bretxosos.

A Garraf, les fàcies bretxoses tenen còdols de 1 a 5 cm però a La Febró (muntanyes de Prades) poden arribar a superar els 4 m de diàmetre i no és rar trobar-ne de prop del metre. Aquests còdols procedeixen, majoritàriament, del Triàsic, encara que també hi ha veritables bretxes intraformacionals. La dissolució dels còdols dona a aquestes bretxes un aspecte cavernós característic (de carniola). Localment, però no a tot arreu, pot observarse com el contacte amb la unitat infrajacent -gairebé sempre de dolomies taulajades d'Imón- és una discontinuïtat. Tal és el cas del Massís de Garraf i de les muntanyes de Prades als Motllats (La Febró). Es tracta de la discontinuïtat més gran de la base del supercicle Juràssic que, com ja he dit, al baix Aragó, arriba a col·locar aquestes bretxes sobre el Buntsandstein.

Pel que fa a la distribució de les fàcies principals, cal indicar que les bretxes i les carnioles són àmpliament majoritàries en relació a les altres fàcies descrites. Gràcies als sondatges sabem que sota els dipòsits terciaris de la Depressió de l'Ebre hi ha un bon paquet de fàcies evaporítiques liàsiques. Aquestes evaporites afloren només, en l'àmbit considerat, al sector d'Ariño. Hom n'ha arribat a perforar fins a un gruix de 400 m.

#### La Fm. de Calcàries i dolomies de Cuevas Labradas.

Sobre les carnioles i bretxes calcareodolomítiques es disposa una unitat de calcàries i dolomies (Calcàries i dolomies de Cuevas Labradas). El contacte entre ambdues unitats és gradual. Tanmateix, a la Serralada Costanera Catalana, el límit és sobtat i es pot reconèixer fàcilment gràcies al seu caràcter de superfície de ferruginització perforada, que va esvaïnt-se, però, de manera progressiva cap a la Serralada Ibèrica. Al sud del Principat, les calcàries i les dolomies d'aquesta formació constitueixen una entitat de relleu ben característica del paisatge, el gruix de la qual no supera mai els 70 m. Als voltants del Prat de Comte es poden reconèixer: una barra inferior d'uns 25 m de potència, de dolomies amb lamel.libranquis i fantasmes d'ooides, a la qual segueix un tram de calcàries micrítiques i wackestones en bancs massissos, que també fa uns 25 m, amb lituòlids i d'altres foraminífers. Al damunt, tot coronant la formació, es troben 20 m de calcàries margoses i margues amb braquiòpodes i ammonits, entre els quals cal citar Uptonia jamesoni, que les daten com a carixianes.

Al País Valencià, ja a la zona d'enllaç amb el Prebètic extern (sector valencià de la branca castellana de la Serralada Ibèrica), aquesta unitat pot arribar a assolir més de 200 m de potència, però, en canvi, allí només s'hi

troben calcàries bioclàstiques, oolítiques, amb motlles d'algues, mol·luscs, etc.

## 2. La seqüència deposicional del Domerià (J1.2)

Es limitada inferiorment per la discontinuïtat menor ja esmentada i per la part superior, també per una superfície ferruginitzada amb perforacions i incrustacions (d1).

De la base al sostre, consta de les formacions de les margues del Cerro del Pez i de les calcàries bioclàstiques de Barahona, definides a la branca castellana de la Serralada Ibèrica, que equivalen respectivament a les margues d'Ariño i a les calcàries d'Alcaine, definides a la regió de Montalbán-Muniesa.

Aquesta seqüència, contràriament al que succeeix en la sinemuriana-carixiana, presenta una evolució vertical de somerització creixent, és a dir, que en ascendir en la sèrie, els materials corresponen progressivament a ambients més somers (shallowing upwards). En general, corresponen a diverses fàcies d'una plataforma carbonàtica, on els materials del sector més meridional representen medis més marginals que els seus equivalents de la zona dels ports de Beseit-Vandellós.

### La Fm. de Margues del Cerro del Pez

La seqüència deposicional del Domerià, llevat de la zona més meridional del sector descrit, comença amb un conjunt margós (Margues del Cerro del Pez) que, als ports de Beseit, és una unitat eminentment terrigènica, amb una abundant fauna de braquiòpodes i bivalves) (~~PEaladanya~~ de margues de color beix

*Pholadomya*

amb intercalacions de fins a 15 m de margocalcàries noduloses i amb alguna passada, amb un gruix màxim de 2 m, de calcàries massisses amb estratificació nodulosa d'ordre decimètric.

Al sector més meridional, a l'extrem valencià de la branca castellana de la Serralada Ibèrica, no s'ha pogut identificar aquesta unitat litostratigràfica margosa. Aquest fet no es donaria per l'erosió o no deposició d'aquesta unitat, sinó per un canvi lateral cap a fàcies més calcàries, de manera que l'equivalent de les margues del Cerro del Pez en aquesta regió meridional caldria buscar-lo en alguna de les formacions carbonàtiques situades a la seva base o sostre.

#### La Fm. de Calcàries bioclàstiques de Barahona.

La part superior d'aquesta seqüència -i al sector més meridional, la totalitat- és formada per calcàries bioclàstiques (Calcàries bioclàstiques de Barahona). Als ports de Beseit forma una barra d'uns 25 m de potència com a màxim, ben individualitzable en la topografia, la qual destaca entre nivells més margosos. La potència d'aquesta unitat experimenta una considerable disminució cap al NE, de manera que als Dedalts, damunt de Vandellòs, queda reduïda a 5 m. A la zona de Beseit es poden diferenciar dos trams. L'inferior (fins a 11 m de gruix) és format per calcàries wackestone-grainstone bioclàstiques, estratificades en bancs massissos i que contenen ammonits, braquiòpodes i belemnits en bona quantitat. Aquesta fauna ha permès d'atribuir aquest tram al Domerià inferior i mitjà. El tram superior, també calcari, és més margós i molt nodulós, bioclàstic i ferruginós. Ateny els 4 m de potència. Conté una rica fauna de fòssils de pectínids, belemnits i braquiòpodes, algunes de les espècies dels quals donen una edat de Domerià superior.

A l'extrem meridional de la branca castellana de la Serralada Ibèrica, aquesta unitat es troba directament sobre les calcàries i dolomies de Cuevas Labradas, ja que, com hem dit, no s'hi troben les margues del Cerro del Pez. En aquesta àrea hi és representada per calcàries packstone-grainstone, molt bioclàtiques, de bivalves, equínids, pèllets, etc., i hi és característica l'existència de nòduls de sílex. Ací, aquesta unitat assoleix una potència màxima de 50 m a Alcaibar. A la zona de Caudiel hi ha, en un tram d'uns 10 m, diverses intercalacions volcàniques.

### 3. La seqüència deposicional del Toarcià-Aalenità (J1.3)

El límit inferior d'aquesta unitat estratigràfica és la discontinuïtat de què ja hem fet esment. El superior és una superfície d'erosió, més o menys important, que ve assenyalada per la presència de crostes ferruginoses i/o fosfàtiques i fons endurits (hard-grounds), recoberts, en molts indrets, per una capa prima (1 m de gruix com a màxim) d'oolites -l'unterer grenz Oolith dels geòlegs alemanys-. Es tracta del famós "oolit ferruginos inferior" del límit Lias-Dogger (d2).

Es freqüent que els materials situats immediatament per sota d'aquesta discontinuïtat tinguin una edat toarciana, fet que suposa un buit deposicional i/o erosional que comprèndria part del Toarcià i tot l'Aalenità. Aquesta discontinuïtat presenta un marcat desenvolupament al sector oriental de la regió considerada (ports de Tortosa i Beseit, Llaberia, Vandellòs), i va perdent importància cap al N de la Serralada Ibèrica, sobretot pel que fa a la magnitud de la llacuna estratigràfica que comporta.

Aquesta unitat és formada, de base a sostre, per les formacions de l'alternança de margues i calcàries de Tumiel<sup>6</sup> i per les calcàries noduloses de

Casinos, definides en la branca castellana de la Serralada Ibèrica. Equivalen respectivament a les formacions de les margues d'Obón i a la part inferior de les calcàries de Cabra definides a la regió de Muniesa-Montalbán (fig. 2.8), (fig. 3.3).

Des del punt de vista de l'evolució seqüencial, la unitat toarciana-aaleniana mostra una evolució de somerització creixent. En aquesta seqüència, en particular a l'alternança de margues i calcàries del Turmiel, es pot tornar a apreciar la diferent posició paleogeogràfica dels diferents sectors considerats. En una distribució teòrica de cinturons de fàcies dins d'una plataforma de carbonats, les fàcies de la zona d'ellaç entre la Serralada Costanera Catalana i la Serralada Ibèrica representarien dipòsits més distals i/o oberts en relació a les fàcies carbonàtiques del sector de València de la branca castellana de la Serralada Ibèrica, els quals correspondrien al registre d'ambients més marginals. Els sediments més profunds, però, es troben més cap al N, fora ja de l'àrea considerada, a l'àrea tipus on ha estat definida la formació de Turmiel. Allí, les fàcies presents són les pròpies d'una situació intermèdia entre la conca profunda, oberta a l'Atlàntic, i el marge-talús de la plataforma del sector de la Serralada Costanera Catalana/Maestrat/sector valencià de la branca castellana de la Serralada Ibèrica.

#### La Fm. d'alternança de margues i calcàries de Turmiel

A l'àrea de Beseit, Tortosa, el Perelló, el Cardó i els seus voltants, l'alternança de margues i calcàries (Alternança de margues i calcàries de Turmiel) de la part inferior de la seqüència és constituïda per uns 30 m de margues i margocalcàries beix, molt riques en ammonits (se n'hi han trobat 6 zones) que daten el Toarcià. Cap a la part superior pot presentar algunes intercalacions de calcàries noduloses i, fins i tot, oolítiques. Aquesta

unitat sofreix un aprimament considerable cap el NE (els Dedalts, Vandellòs) i també cap al SW (ports de Beseit).

Al sector valencià de la branca castellana de la Serralada Ibèrica, aquesta formació és representada per una alternança de margues grises i groguenques amb calcàries i margocalcàries grises. Assoleix una potència que oscil·la entre 20 i 30 m. Els nivells durs van des de lumaquelles de braquiòpodes a calcàries noduloses i bioclàstiques.

#### El Mb. de Calcàries noduloses de Casinos

La seqüència deposicional del Toarcià-Aalenià culmina amb les calcàries noduloses (Calcàries noduloses de Casinos) que constitueixen el membre inferior de la formació carbonàtica de Xelva. Tal com ja ha estat comentat, el sostre d'aquesta unitat queda tallat per l'òdilit ferruginós inferior. Pot sobtar la definició d'una unitat litostratigràfica, com la formació de Xelva, tallada per una discontinuïtat important. De tota manera cal indicar que aquesta definició és correcta, ja que, malgrat la discontinuïtat, les característiques litològiques es mantenen força constants. Es un cas semblant al que es presenta amb les barres carbonàtiques del Muschelkalk, a l'interior de les quals hi ha discontinuïtats que permeten de diferenciar seqüències deposicionals.

La unitat de calcàries de Casinos es troba ben desenvolupada al sector dels ports de Tortosa (les Paülles, el Caragol, el Cardó). A les Paülles ateny els 15 m de potència. La base sol presentar arreu una àmplia dolomitització, la qual va esvaint-se cap a la part alta de la unitat. A la resta de la unitat, de naturalesa calcària, el tret més característic és la presència de nòduls de sílex. La fauna d'ammonits ha permès de datar-la fins a l'Aalenià superior (a

les Paùls). Això vol dir que, en aquesta localitat, el possible buit erosional i/o deposicional no hi és o resulta pràcticament indetectable. Les calcàries noduloses de Casinos s'aprimen considerablement cap al NE. Així, a Tivissa només se'n troben 5 m, per sota de l'òolit ferruginós, que contenen ammonits que les daten de l'Aalenià. A la zona de Vandellòs (els Dedalts, mola de Nadell), aquesta formació queda reduïda a menys d'1 m de gruix i els ammonits que conté daten a l'Aalenià mitjà. Igualment s'aprecia una forta reducció del gruix de la unitat cap al SW, i acaba per desaparèixer a prop de Beseit (tossal d'En Querol).

Al sector valencià de la Serralada Ibèrica (branca castellana), les calcàries de Casinos són representades majoritàriament per calcàries micrítiques i wackestones d'espícules d'esponges i, en menor proporció, també per packstones i grainstones d'equínids, bivalves, esponges, gasteròpodes, braquiòpodes, ostràcodes, coralls, briozous i foraminífers bentònics. Són calcàries generalment de tons grisencs amb els plans d'estratificació ondulats, fet que els dona un aspecte nodulós. El gruix de les capes és d'ordre decimètric, sense sobrepassar els 50 cm. A la localitat tipus, la sèrie assoleix els 40 m, però en la majoria de localitats en fa uns 30. La potència de la unitat es redueix considerablement cap al N i cap al S de l'àrea tipus. Així a Caudiel, cap al N, té uns 5 m de gruix, i, a la vora de Iàtova, no gaire més. En tota aquesta zona meridional, l'edat de la unitat que ens ocupa va des del Toarcià mitjà fins l'Aalenià inferior.

#### 4. La seqüència deposicional del Bajocià-Callovinià (J2)

Queda limitada inferiorment per la discontinuïtat associada a l'òolit ferruginós que ja hem esmentat. El límit superior també és associat a una capa característica i significativa d'òolits ferruginosos (d3). Aquesta ruptura



sedimentària sol afectar diverses zones d'ammonits i representa la condensació d'algunes unitats cronostratigràfiques o, almenys, d'una part d'aquestes unitats. L'origen d'aquesta oolita, anomenada "oolit ferruginós superior" és similar al de l'oolit inferior, del trànsit Lias-Dogger. En períodes de gran estabilitat, amb sedimentació escassa o nul·la, les zones altes donarien lloc a fons endurits, nivells de condensació de fauna i producció de oòlits ferruginosos i/o fosfatats. Al mateix temps, en segons quines àrees de llindar, pot tenir-hi lloc l'erosió, mentre que en zones més deprimides té lloc una sedimentació contínua però lenta. El resultat de tot plegat és un registre molt irregular de la capa oolítica, el gruix de la qual normalment no ultrapassa els pocs centímetres. La gran abundància d'ammonits dins dels nivells de condensació permet situar el temps de la màxima llacuna entre el Cal·lovià mitjà i l'Oxfordià inferior. Aquesta etapa de no deposició, o baixa raó de sedimentació afecta la totalitat de la Serralada Ibèrica on es pot reconèixer la citada discontinuïtat. Només a l'àrea més subsident del que es podria anomenar "domini català" (Salou-Vandellòs), té lloc la sedimentació contínua de fàcies pelàgiques de plataforma distal. A causa d'aquesta circumstància, no hi és possible la formació de l'oolit ferruginós superior. Per aquesta raó, a l'àrea d'enllaç entre la Serralada Costanera Catalana i la Serralada Ibèrica, tan sols és possible de reconèixer-lo als sectors de les Paülles (ports de Beseit) i a l'escata de la Ginebrosa. Ambdues àrees se situarien, paleogeogràficament, en posicions més marginals, de vora de plataforma, respecte a les fàcies més profundes, de conca-talus, del sector de Vandellòs Salou (el que he anomenat domini català).

La seqüència deposicional del Bajocià-Cal·lovià comprèn la major part de la formació carbonàtica de Xelva, que equival a les calcàries de Cabra definides pels geòlegs holandesos a Muniesa i Montalbán (fig. 2.8), (fig. 2.3).

El registre vertical de la sedimentació del Bajocià-Cal·lovià és una seqüència del tipus de somerització creixent (shallowing upwards), especialment pel que fa a les àrees marginals de la plataforma, on la sedimentació comença amb mudstones micritoargilosos, amb bioherms d'esponges a la base, segueix amb calcàries més bioclàstiques, i finalitza amb grainstones oolítics al sostre. Al depocentre de la conca (sector de Vandellòs-Salou), la sedimentació és, però, únicament margocalcària.

Paleogeogràficament, el fenomen més important és, sens dubte, el canvi del repartiment de les àrees més subsidents en comparació amb el Lias. Durant el Lias, la conca s'obria cap al NW (cap al que podríem anomenar domini ibèric), i és als sectors septentrionals de les branques aragonesa i castellana on trobem els sediments més pelàgics, de plataforma externa i de talús-conca. Durant aquest temps, l'àrea que ens ocupa registra una sedimentació de carbonats d'aigües somes, característics de les parts marginals i medials de les plataformes carbonàtiques. En canvi, durant el Dogger, la conca s'obre cap al SE. Al domini ibèric, s'instal·la una plataforma de carbonats, hemipelàgica, en la qual, cap al final del cicle sedimentari (Cal·lovià mitjà), hi ha etapes de no deposició d'amplitud variable. S'hi observen fons endurits submarins, nivells de concentració de glauconita, de condensació de fauna, d'òolits i crostes ferruginoses, d'òolits fosfatats, etc. En canvi, durant el Juràssic mitjà (Dogger), al domini català (Orpesa-Morella-Tarragona) té lloc una subsidència considerable. Així, la plataforma soma del Lias és substituïda per una conca profunda on s'acumulen els màxims gruixos de sediments de fàcies pelàgiques, de plataforma externa i de transició talús-conca.

La formació carbonàtica de Xelva

La formació carbonàtica de Xelva abraça l'interval Aalenian superior-Oxfordian inferior. Aquesta unitat és formada, de base a sostre, per les calcàries noduloses de Casinos que ja hem descrit al sostre de la seqüència del Toarcian-Aalenian i la part mitjana de la formació de Xelva limitada a base i a sostre per oòlits ferruginosos, i que constitueix la seqüència bajociana-calloviana. La capa d'oòlits superior i les calcàries amb esponges de la part superior de la formació de Xelva formen part de la seqüència suprajacent.

Durant la seqüència del Dogger (Bajocian-Callovian), l'àrea de sedimentació més subsident, que presenta fàcies pelàgiques, és la zona d'Orpesa-Morella-Tarragona (dins el domini català). Això no obstant, als sectors més marginals hi ha sedimentació de carbonats sòms de zones relativament proximals de plataforma, com a l'E de Tarragona, on les fàcies profundes de Salou passen a packstones wackstones de braquiòpodes i pectínids, que posteriorment han estat dolomititzades. La seqüència del Dogger s'aprima significativament cap al NE, de tal manera que a Garraf no hi és representada. Possiblement, els escassos metres de carbonats que s'hi dipositaven van ésser desmantellats posteriorment, durant els episodis erosius de la base del Malm, en relació amb la discontinuïtat que limita aquesta seqüència superiorment.

També es dipositaren carbonats d'aigües sòms al centre dels ports de Beseit, on els materials són calcàries bioclàstiques (packstones-grainstones) més o menys oolítiques amb intraclastos ferruginosos i nòduls de ferro. A l'E dels ports de Beseit (sector de les Paülles-Alfara), el Bajocian és representat per uns 20 m de margues i margocalcàries amb macrofauna pirititzada (margues grogues amb Parkinsonia), que correspondrien ja a dipòsits de talús de plataforma-conca. Aquestes fàcies passen verticalment i lateralment a les

V

clàssiques calcàries de filaments del Bajocià-Cal.lovjà, que han estat interpretades com a dipòsits de plataforma distal-talús.

Al Maestrat, la seqüència deposicional del Dogger és dolomitizada i erosionada, erosió probablement lligada a la discontinuïtat límit superior d'aquesta seqüència. Així, doncs, al Maestrat, igual que a Garraf, durant el Dogger la sedimentació hauria estat escassa i els materials corresponents haurien sofert una intensa erosió.

A l'E del riu Ebre, les fàcies pelàgiques del Dogger assoleixen un desenvolupament considerable, uns 150 m de potència. A la base hi ha margues i margocalcàries groguenques, noduloses, amb fauna pirititzada i restes asfàltiques. Es característic d'aquest nivell la presència de pistes de Cancellophycus; també conté closques de bivalves molt fines, radiolaris i foraminífers, juntament amb una fauna d'ammonits rica (Parkinsonia, entre d'altres). Aquests nivells margosos, que atenyen un màxim de 50 m, passen lateral i verticalment a un tram més compacte i calcari de més de 120 m. Són les conegudes amb el nom de "calcàries de filaments". Es tracta de wackestones-mudstones amb abundants filaments, Cornuspira, Globochaete, radiolaris, Aptychus, espícules d'esponges, etc. El límit superior d'aquesta unitat és difícil de precisar a causa de la dolomitizació que a molts llocs presenta el sostre del tram amb filaments. La dolomitizació pot arribar fins a nivells del Portlandià. Al sector de Vandellós (els Dedaltes, mola de Nadell, mola del Grèvol), Tivissa i Tivenys, aquests dos trams del Dogger han pogut ésser datats en base als ammonits. Hom ha obtingut una edat compresa entre el Bajocià superior i el Cal.lovjà inferior. Tant les margues grogues basals com les calcàries de filaments s'haurien dipositat en un ambient obert, de marge de plataforma i de transició de talús-conca.

Cret  
nodular

Al sector valencià de la branca castellana de la Serralada Ibèrica, el tram intermedi de la formació de Xelva també és constituït per un conjunt de roques carbonàtiques. La fàcies predominant és la de wackstones (biomicrites) de filaments (calcàries de filaments) que, en menor proporció, també contenen fragments d'equínids, foraminífers, bivalves, ostràcodes, radiolaris, etc. Només de manera esporàdica contenen belemnits, Aptychus, esponges i gasteròpodes. La segona fàcies més abundant és la de wackstones de pèllets amb filaments, en la qual també són presents, en proporció menor, els components esquelètics de la fàcies anterior. Aquestes dues fàcies suportades per la micrita (wackstones), predominen a les zones més subsidents, com són els sectors d'Alcubles i Oset, on assoleixen 200 m de potència. En canvi, a les zones d'alts paleogeogràfics com les Figueroles, Sogorb i Arroyo de Picastre, hi ha les fàcies granosuportades: grainstones i packstones d'equínids, bivalves i gasteròpodes principalment, i pèllets i oòlits. La major porositat d'aquestes roques ha afavorit la seva posterior dolomitització. A la part inferior d'aquesta unitat hi ha també una intercalació molt contínua, d'un màxim de 30 m de gruix, de calcàries margoses i margues. Una altra característica és la presència de nòduls de sílex, els quals sempre són associats a les fàcies suportades per la micrita (mudstones, wackstones). Hom els suposa d'origen diagenètic, formats pel reemplaçament epigenètic de materials inicialment carbonàtics.

A l'àrea de Caudiel, durant l'Aalenian superior-Bajocian inferior, es produïren manifestacions volcàniques importants. Les emissions són de tipus traquibasàltic i de caràcter submarí. L'acumulació de material volcànic sincrònicament amb la sedimentació, provoca anomalies en la distribució i geometria de les fàcies. A l'aflorament de Caudiel, és possible d'observar gairebé la meitat d'un turó volcànic recobert progressivament per diversos episodis d'aquesta seqüència deposicional. És interessant de remarcar que la

zona de Caudiel-Sogorb es comporta com un sector d'alt paleogeogràfic durant la sedimentació del Dogger.

En el sector valencià de la branca castellana de la Serralada Ibèrica, el conjunt de fàcies suportades per la micrita, és a dir, les calcàries mudstone i wackestone de filaments, s'han interpretat com a dipòsits de plataforma externa, distal, mentre que les fàcies granosuportades (packstones i grainstones) podrien haver estat sedimentades en condicions somes, més marginals i més energètiques.

Durant el Juràssic hi ha una continuació de la situació tensional creada durant el Trias, encara que sembla que hi hagi una certa atenuació d'aquesta tectònica extensiva lligada a l'obertura de l'Atlàntic central. Tot l'àmbit de la Mediterrània occidental va ser ocupat per una extensa plataforma de carbonats d'aigües somes (Bernoulli i Jenkyns, 1974). Durant el Lias va sofrir una important fracturació i es va desmembrar. La fracturació de la plataforma infraliàsica és un fet de caràcter general a tota la Mediterrània, encara que l'edat d'aquest fenomen varia des de l'Hettangià fins el Domerià, segons les diferents àrees sedimentàries (Bernoulli i Jenkyns, 1974).

Així, a l'àrea dels Catalànids-Serralada Ibèrica, cal situar aquest fenomen a la base de les bretxes liàsiques, amb l'important discontinuïtat (D1) ja esmentada (fig. 2.3). L'edat d'aquesta discontinuïtat fóra lleugerament anterior a la de la base de les bretxes que reposen discordants (Massís de Garraf) o disconformes sobre el substrat basculat, fracturat o simplement erosionat. Ginier (1980) atribueix a les bretxes liàsiques (Fm. Cortes de Tajuña) una edat Sinemuriana, encara que no és tampoc descartable pensar en l'Hettangià. Sobretot si es té en compte que tampoc no es coneix

exactament l'edat de la Fm. d'Imón, que són els materials més alts per sota de la discontinuïtat.

A les Serralades Bètiques, la ruptura de la plataforma infraliàsica es produí durant el Carixià (García Hernández et al., 1976). Aquest fenomen no va tenir les mateixes conseqüències per a tota la serralada. Així, al domini Prebètic continuen, després de la ruptura, les mateixes condicions anteriors de plataforma d'aigües somes, mentre que la zona subbètica és en general un domini més subsident on es registren fàcies més obertes i/o profundes (Azema et al., 1979).

A les illes de Mallorca i Cabrera, la ruptura de la plataforma infraliàsica també s'inicia durant el Carixià (Arbona et al., 1984-85), la qual cosa no té res d'estranyar en ser la prolongació cap al NE de les Serralades Bètiques. Concretament, a l'Illa de Cabrera, la ruptura de la plataforma va associada a dispositius de discordances (Sàbat i Santanach, 1984). Aquest fenomen començà molt probablement al Carixià inferior i provocà un enfonsament de l'àrea amb el consegüent canvi brusc a sedimentació pelàgica.

Als Catalànids i a la Serralada Ibèrica, igualment que a la zona Prebètica, prevalen les condicions de plataforma de carbonats d'aigües somes després de la ruptura de la plataforma infraliàsica. Entre el Carixià i el Domerià (Pliensbachia), també s'hi troba una discontinuïtat formada per un fons endurit i ferruginitzat (d0), però encara que en certs indrets de la Serralada Ibèrica per sobre s'hi dipositen sediments hemipelàgics (Fm. Cerro del Pez), no crec que aquesta discontinuïtat (d0) tingui la mateixa significació que té la discontinuïtat carixiana a la Serralada Bètica o a les illes de Mallorca i Cabrera. La importància i significació de la

discontinuitat intrapliensbachiana (D0) a nivell de conca sembla ser molt menys important que la de la base de les bretxes liàsiques (D1).

Al Domerià apareixen les primeres manifestacions volcàniques juràssiques de la Serralada Ibèrica (Ortí i Vaquer, 1980), les quals continuaran fins al Bajocià. El coneixement de l'existència de fases de volcanisme submarí al Juràssic de la Serralada Ibèrica és relativament recent (Bakx, 1935; Martín, 1936; Ortí i Vaquer, 1980). Es tracta de dipòsits piroclàstics i de colades de tipus basàltics. El desenvolupament de diverses fases de volcanisme juràssic és un fet que demostra la continuació d'importants condicions tensionals de l'escorça fins als temps bajociàns. Respecte el volcanisme del Trias, situat a la zona del Baix Ebre, el del juràssic té lloc més al Sud, en el sector anomenat "punt calent de València-Castelló" (Alvaro et al., 1979 (1982)).

Tornant al Lias, a la part superior d'aquesta sèrie, a l'interval Domerià-Toarcià, hi ha una conca que s'obre cap al NW, cap a l'actual Depressió de l'Ebre. Les fàcies de plataforma s'han situat als Catalànids, amb àrees emergides en <sup>posi</sup> funció de l'actual Mediterrani. En relació amb aquesta distribució paleogeogràfica podria haver quedat exhumada la zona del Massís de Garraf, amb carstificació i entrada de terrígens. La zona del Massís de Garraf restà exhumada durant la resta del Lias i tot el Dogger, molt probablement, i no tornarà a ser coberta per les aigües marines fins al Malm (Salas, 1983).

La progressió de l'estirament de l'escorça va culminar amb la desintegració de la plataforma del Lias, fet que ve marcat per una intensificació de les manifestacions volcàniques a la zona de Caudiel i d'Alcublas ("punt calent de València-Castelló"). Aquesta fracturació de la plataforma liàsica provoca canvis molt importants dels elements



paleogeogràfica. Així, la zona "mediterrània" passa d'un alt paleogeogràfic a ser el centre de la conca del Dogger. La nova conca s'obre cap al SE, i la zona meridional dels Catalànids registra sediments hemipelàgics i de plataforma oberta (Giner, 1980).

Novament, igual que a la base del Dogger, a les àrees marginals de la conca es dipositen oòlits ferruginosos cap al final del Callovià. Representen etapes de crisi de la sedimentació, i sovint són associats a fons endurits i ferruginitzats, amb condensacions de fauna i importants fenòmens de erosió submarina (Melendez et al., 1983). I amb aquest conjunt de fets s'entra als temps oxfordians, els quals ja formen part del tema d'estudi d'aquest treball.

Això no obstant, en parlaré una mica ara, només per enquadrar els trets principals del Malm. Durant el Juràssic superior, fins al Kimmeridgià inferior, es donen condicions marines transgressives, sobretot a la conca del Maestrat. A partir del Kimmeridgià superior, i fins el Portlandià-Berriasià, a totes les conques de l'àrea estudiada es produeix una regressió generalitzada, la qual en certes àrees perdurarà fins al Barremià. Es l'etapa de les "pertorbacions finijuràssiques i eocretàcies", o de les fases neocimèriques de Stille (1924), amb la sedimentació de les fàcies continentals purbeck i weald, per comparació amb l'Anglaterra. L'origen d'aquests fenòmens s'ha d'anar a buscar en pertorbacions importants del comportament global del moviment de les plaques litosfèriques. Efectivament, al Kimmeridgià, s'inicià el canvi de moviment relatiu d'Àfrica i Euràsia, el qual té una conseqüència al començament de la rotació de la placa ibèrica respecte a l'Europa estable (Dewery et al., 1973). Aquesta nova situació geodinàmica, que s'inicià als temps Kimmeridgians amb el començament de la rotació de la placa ibèrica, comportarà la consegüent obertura del Golf de Biscaia i l'expansió del sòl

oceànic entre Ibèria i Amèrica del Nord des dels temps hauterivians (Masson i Miles, 1984).

La nova situació geodinàmica encetada al Kimmeridgià, presidirà l'evolució de les conques de l'àrea estudiada a partir d'aquest moment i fins a la fi dels temps cretacis.

### 2.1.3. LA SUPERSEQUÈNCIA DEPOSICIONAL CRETACIA INFERIOR (K1)

El límit inferior d'aquesta gran unitat (més de 2.000 m) ve senyalat per la discontinuïtat de l'interior del Valanginià (D2), de la qual ja n'he parlat a l'apartat anterior (vegi's 2.3.1). El límit superior ve fixat per una important superfície d'erosió (D3), la qual és solapada per un ampli recobriment expansiu dels materials de la base (Fm. Arenes d'Utrillas) de la superseqüència deposicional suprajacent del Cretaci superior. En alguns casos, en els sectors marginals de les conques, el sostre de la superseqüència del Cretaci inferior pot estar fallat i basculat, donant lloc a truncaments o discordances amb la base de la Fm. Arenes d'Utrillas. Així, doncs, aquest cicle sedimentari és format per part del Valanginià, l'Hauterivià, el Barremià, l'Aptià i l'Albià mitjà (Salas, 1983, 1986a; Salas et al. 1986) (fig. 2.4).

A les conques del marge oriental d'Ibèria, la superseqüència del Cretaci inferior consta de sis unitats estratigràfiques del tipus seqüència deposicional: 1) Seqüència deposicional del Valanginià superior-Hauterivià (K1.1); 2) Seqüència deposicional del Barremià (K1.2); 3) Seqüència deposicional de l'Aptià basal (K1.3); 4) Seqüència deposicional de l'Aptià

(K1.4); 5) Seqüència deposicional de l'Albià inferior (K1.5) i 6) Seqüència deposicional de l'Albià mitjà (K1.6) (Salas, 1983, 1986a; Salas et al. 1986).

Igual que s'ha fet per al Malm, no faré cap resum de les unitats estratigràfiques del cicle (superseqüència) del Cretaci inferior, ja que forma part de l'objecte principal d'estudi i ja són tractades àmpliament en els apartats corresponents (vegi's 3.3. i 4).

Els terrenys del Cretaci inferior presenten els principals afloraments en les següents àrees: el Massís de Garraf, Cap de Salou-Tarragona, El Perelló, el Montsià, conca del Maestrat, cubeta d'Aliaga-Penyagolosa i la cubeta d'Oliete.

La separació d'Ibèria i Amèrica del Nord i l'obertura del Golf de Biscaia, amb la rotació d'Ibèria respecte a l'Europa estable, són els principals esdeveniments geodinàmics que controlen a gran escala l'evolució de les conques del Cretaci inferior de l'àrea estudiada. A grans trets, es pot dir que hi ha una llarga etapa de tectònica de basculament de blocs que s'atenua al Barremià superior, per tornar a ser reactivada a l'Albià mitjà, amb un episodi d'emersió generalitzada i sedimentació terrígena (la Fm. Arenas d'Utrillas) que ens marcarà la fi del cicle del Cretaci inferior.

#### 2.1.4. LA SUPERSEQUENCIA DEPOSICIONAL CRETACIA SUPERIOR (K2).

Es limitada a la base per la discontinuïtat major de la base de la Fm. Arenas d'Utrillas (D3), la qual es manifesta per una important etapa d'erosió

amb carstificació i entrada massiva de terrígens siliciclàstics (Albià mitjà-superior). En algunes àrees marginals, pot estar associada a discordances o truncaments. Tot plegat indica una emersió generalitzada de les conques del marge oriental d'Ibèria o, si més no, de bona part dels seus sectors marginals. Al mateix moment, també es produeixen etapes d'erosió importants i d'entrades de terrígens siliciclàstics, tant als Pirineus com a la Serralada Bètica. La causa d'aquests fenòmens cal buscar-la en un procés de tipus tectosedimentari a nivell de tota la placa Ibèrica. Aquesta activitat tectònica generalitzada a tota la península correspon a la fase Austrica de Stille (1924). Superiorment, la superseqüència del cretaci superior (fins a 400 m) és limitada per una discontinuïtat que es manifesta, en el Senonià superior, per una etapa d'erosió i d'entrada de terrígens siliciclàstics (D4). L'edat exacta dels materials senonians més alts afectats per aquesta discontinuïtat no és ben coneguda. Així, Colombo (1980) data com a campanians els materials més alts del cicle, mentre que Robles (1974), segons el seu contingut en rudistes, diu que són maastrichtians.

La superseqüència deposicional del Cretaci superior ha estat dividida, al marge oriental d'Ibèria, en tres seqüències deposicionals: 1) Albià superior-Cenomanià superior (K2.1); 2) Cenomanià terminal-Turonian (K2.2) i 3) <sup>n</sup>Senonià (K2.3) (Salas, 1986c) (fig. 2.9).

Amb el temps, la superseqüència del Cretaci superior és progressivament més expansiva, de manera que a partir de la transgressió cenomaniana, cada cop més, deixa de tenir sentit parlar de les antigues conques que existien durant el Cretaci inferior. Les unitats del Cretaci superior ultrapassen els límits que compartimentaven les conques del Cretaci inferior.

Els afloraments del Cretaci superior són potser els menys importants pel

que fa la seva extensió. Això no obstant, a l'àrea estudiada cal destacar: El Montmell, Tarragona, Llaberia, Ports de Beseit, Mosquerola (Baix Aragó).

1) La seqüència deposicional de l'Albià superior-Cenomanià superior (K2.1)

Es limitada inferiorment per la discontinuïtat major que ja hem comentat. El seu límit superior és una discontinuïtat d'ordre menor, representada per superfícies ferruginitzades i perforades i, sovint, per una paraconformitat (d12). A grans trets, consta de dos grans grups d'unitats litològiques: a la part baixa, les arenas d'Utrillas, i, al damunt, un conjunt carbonàtic progradant, posteriorment dolomititzat: l'anomenada transgressió cenomanià. Aquests materials carbonàtics han estat designats amb noms diferents segons les àrees.

La seqüència deposicional de l'Albià superior-Cenomanià representa el restabliment de les condicions marines a les conques de la vora oriental de l'Ibèria. Durant l'Albià superior i una part del Cenomanià, difícil de precisar i que varia probablement segons les àrees, es produeix una etapa d'emersió generalitzada, amb erosió i sedimentació majoritàriament terrígena continental (Arenas d'Utrillas). A les zones més meridionals del País Valencià, es dipositen carbonats marins sòms que s'indenten amb les arenas d'Utrillas (calcàries d'Ares d'Alpont), això és, que foren l'equivalent marí, si més no, de la seva part alta. A la resta d'àrees, només s'observa com les arenas d'Utrillas són sempre recobertes per una formació de calcàries, més o menys dolomititzades, marines, d'aigües sòmes, i edat cenomanià. El recobrimient expansiu d'aquesta unitat és important: és la coneguda transgressió cenomanià (fig. 2.4, 2.9).

## La Fm. d'Arenes d'Utrillas

Les Arenes d'Utrillas són una formació clarament extensiva, que es troba pràcticament a totes les conques. No se n'ha trobat registre a l'E de Llaberia, a la Serralada Costanera Catalana i a la vora W de la conca del Maestrat, prop de Cuevas de Cañart, a la província de Terol, i de l'embassament de Santolea. Fossilitzen sempre una superfície d'erosió important i reposen sobre materials d'edats diverses, cada cop més antics a mesura que ens allunyem del depocentre. Així, a tota l'àrea dels ports de Besseit, trobem aquesta formació sobre diverses unitats del Lias erosionades. Els afloraments més septentrionals de les arenas d'Utrillas es troben a la serra de Llaberia.

Probablement al N de Llaberia, les arenas d'Utrillas no hi són representades, i ni tan sols n'hi ha cap equivalent. Al seu lloc hi hauria una llacuna estratigràfica, de manera que a Salomó i al Montmell les calcàries i margues cenomanianes reposen directament sobre les argiles i calcarenites de l'Albià inferior. Les arenas d'Utrilles passen lateralment i verticalment al complex carbonàtic superior, el qual, com ja hem dit, ha rebut diversos noms segons els autors i l'àrea. Per això, no sempre és fàcil de fixar amb precisió el límit superior de les arenas d'Utrillas. Se sol fixar allà on apareixen els primers nivells biocalcarenítics o margosos, els quals solen ésser molt rics en ostréids i clàssicament, en molts llocs, han estat atribuïts al Vraconià.

Litològicament és una formació molt homogènia. Es tracta de gresos mal cimentats, amb molts òxids de ferro, que alternen amb passades lutítiques virolades. Per contra, la potència de la formació és molt variable i oscil·la entre alguns metres i no gaire més de 100 metres. En alguns indrets, com el

Racó de la Dòvia de Llaberia, pot quedar reduïda a un encrostament molt ferruginitzat de, màxim, un metre de gruix, amb restes de sorres.

A la Serralada Ibèrica, les arenas d'Utrillas han estat atribuïdes a un ambient de tipus fluvial. Cap al sostre passen a medis transicionals, com planes de mareas, platges, aiguamolls, etc., que marquen el pas a les unitats carbonàtiques suprajacents, els carbonats marins d'aigües somes. Al sector valencià, aquestes arenas s'han interpretat com a sedimentades en un complex deltaic dominat per les mareas.

Les arenas d'Utrillas son d'edat Albià superior-terminal i poden comprendre el Cenomanià inferior, en particular a les àrees més meridionals.

#### Els carbonats de la transgressió cenomanià

El complex carbonàtic superior recobreix expansivament les arenas d'Utrillas i, en forma de tot tipus de fàcies de plataforma soma de carbonats, es troba també a totes les conques d'aquest àmbit. Sovint, aquestes calcàries han sofert una dolomitització important, possiblement relacionada amb entrades d'aigües meteòriques i amb l'emersió associada a la discontinuïtat que limita superiorment aquesta seqüència.

A la Serralada Costanera Catalana, al Montmell, aquest complex carbonàtic és constituït per margues i calcàries, Margues i calcàries de can Xuec, la localitat tipus de les quals es troba en aquesta casa, a Marmellar. Formen un conjunt de 200 m. de potència de margues, margocalcàries i calcàries massisses. Cal destacar-hi la presència de construccions esculloses de coralls, actualment molt destruïdes a causa dels treballs agrícoles, però que als anys cinquanta encara eren ben conservades. La part basal és

predominantment margosa, amb intercalacions de calcàries margoses i dolomies ferruginoses. Conté Orbitolina concava (Cenomanià inferior), altres foraminífers bentònics, braquiòpodes, equínids i coralls, principalment. La part intermèdia és formada per un tram de calcàries marines (wackestones i packstones) amb foraminífers bentònics, entre els quals cal destacar Praealveolina simplex (Cenomanià superior), rudistes, coralls, ostrèids, i altres. El tram superior és una recurrència a margues blaves amb foraminífers bentònics, ostrèids, etc. Es tracta de fàcies marines, dipositades a la part més marginal d'una plataforma de carbonats. Són, doncs, carbonats marins d'aigües somes.

Més al S, al sector de la serra de Llaberia-el Perellò, els equivalents de les margues i calcàries de can Xuec són les Dolomies taulajades i calcàries amb Praealveolina. Consta de dos trams. L'inferior (Dolomies taulajades de la serra de Llaberia) és dolomític i consta, a la seva part basal, de dolmicrites groguenques amb porositat fenestral i també laminació encreuada de ripples de corrent i moltes superfícies de ferruginització; cap a la part superior hi ha nivells de bretxes i carnióles. La resta del tram també és dolomítica (dolmicrites) amb alguns nòduls piritosos i també algunes superfícies ferruginoses. El contingut fòssil és molt pobre; només són presents alguns motlles de gasteròpodes i lamel.libranquis. Aquest tram inferior fa 17 m. El tram superior (Calcàries amb Praealveolina de la serra de Llaberia) és calcari i, a Llaberia, només té 3 m de gruix. Els estrats són decimètrics o centimètrics i contenen moltes Praealveolina que indiquen el Cenomanià superior. Es tracta d'una seqüència de somerització creixent amb tendència a l'emersió (shoaling-upwards) que va des de grainstones bioclàstics a la base, fins a mudstones laminats al sostre. El límit superior de la seqüència albocenomiana és un fons endurit ferruginós, que normalment es troba al sostre d'aquest tram, encara que a Llaberia es troba al seu interior.



Als ports de Beseit, el complex carbonàtic situat sobre les arenas d'Utrillas no ha rebut cap nom en particular i ha estat englobat en la mateixa unitat estratigràfica, unitat C4, de les arenas infrajacentes (Cardillac, 1979). El tram carbonàtic és format per un complex calcareodolomític, que en molts llocs es troba totalment dolomititzat. Quan no és així, a la base, s'hi solen disposar acumulacions d'ostrèids que assenyalen l'inici de la transgressió cenomanià. Al sostre, s'acostumen a trobar nivells més rics en Praealveolina, indicador del Cenomanià superior, juntament amb d'altres foraminífers bentònics (miliòlids, Textulariella). La potència del complex carbonàtic és d'un màxim de 12 m. En aquesta àrea, l'esmentat tram carbonàtic és tallat, al sostre, per una superfície molt ferruginitzada i incrustada (fons endurit). Per sobre, hom hi troba sempre els materials de la seqüència senoniana. Es a dir, als Ports de Beseit, hi manca tota la seqüència deposicional del Cenomanià terminal-Turonian. En alguns llocs dels ports de Beseit, per sobre del complex calcareodolomític descrit, i per sota de la discontinuïtat que limita superiorment, hi ha un tram margós d'uns 3 m de gruix. Són margues blanquinoses amb intercalacions de bancs primis de margocalcàries amb rudistes (ictiosarcolítids). Els nivells margosos són molt rics en ostràcodes.

A la conca del Maestrat, a la carretera de Fortanete a Villarroya de los Pinares, al Baix Aragó, ha estat definida la unitat de Calcàries i margues de Mosquerola. Aquesta unitat, que en el sinclinal de Mosquerola assoleix 200 m de potència, és constituïda per tres trams que se succeeixen verticalment. Cadascun és format per una seqüència margosa i arenosa a la base, que evoluciona verticalment a termes calcàries a la part superior. El tram inferior, d'uns 30 m de gruix, correspon a les anomenades Calcàries del Cuarto Pelado. Fonamentalment és format per calcàries bioclàstiques molt riques en

orbitolines (Neorbitolinopsis conulus, que indica Albià superior). Aquestes calcàries descansen sobre un paquet de margues i gresos, els quals es disposen sobre les arenas d'Utrillas. El tram intermediari ha estat designat amb el nom de Margues i calcàries del Pinarueco. Igualment, a la base es troben unes capes de margues grisenques o beix i, per sobre, un paquet de calcàries, a molts indrets rogenques. Es tracta de packstones i grainstones bioclàstic-oolítics molt rics en orbitolines: Orbitolina durandelqai que pertany a l'Albià superior-Cenomanià inferior. Aquest tram té 100 m de potència. Finalment, el tram superior és format per les Margues i calcàries del port de Villarroya. A la base també hi ha margues verdoses o groguenques amb ostrèids (Exogyra), a les quals segueix el paquet calcari format per calcàries margoses taulajades a sota, i, al sostre, per calcàries massisses grisenques, molt bioclàstic-oolítics (grainstones-packstones) amb foraminífers bentònics, entre els la característica Praealveolina del Cenomanià superior. Aquest tram fa 70 m.

Les calcàries i margues de Mosquerola són carbonats marins d'aigües somes, dipositats a les parts més proximals de plataformes de carbonats. Les freqüents entrades de materials terrígens silíciclàstics indiquen períodes d'inestabilitat de les àrees marginals. Els silíciclàstics eren dipositats en àrees litorals costaneres de medis sedimentaris de transició (complexos deltaics, platges, dipòsits de mareas, etc.). Pel seu contingut faunístic, hom pot afirmar que aquesta unitat comprèn des de l'Albià superior fins al Cenomanià superior.

Villa de Ves es troba a la vora de l'embassament de Molinar, al riu Xúquer, just a la ratlla de la frontera de les comarques valencianes amb les terres d'Albacete. En aquesta localitat, aflora un tall del Cretaci superior molt il·lustratiu d'aquesta àrea, i vàlid, bàsicament, per a tot el sector

valencià. La seqüència albocenomaniana hi és representada per tres unitats litològiques, que es disposen en successió vertical. La inferior, calcària (Calcàries d'Ares d'Alpont), passa lateralment i verticalment a les arenas d'Utrillas sobre las quals reposa. Es formada per calcàries molt detrítiques i dolomititzades amb molts tascons de materials terrígens. Contenen rudistes, bivalves i orbitolines. El seu gruix és superior als 40 m. Representen sediments carbonàtics molt litorals amb forta influència terrígena. Segueixen 5 m de margues verdoses (Margues de Xera) que solen contenir molluscs, orbitolines i alveolines, que indiquen el Cenomanià superior. A sobre, 10 m de dolomies (Dolomies d'Alcatoz) coronen la seqüència; corresponen a la diagènesi de calcàries molt detrítiques amb mol.luscs, rudistes, orbitolines i alveolínids, i, també, a medis sedimentaris molt sòms dins d'una plataforma de carbonats. A la sèrie de Villa de Ves, al sostre de la formació de dolomies d'Alcatoz, hi ha una discontinuïtat local que podria ésser interpretada com la que limita superiorment aquesta seqüència. De tota manera, aquesta interpretació no és clara. Normalment en aquest sector s'inclou, en el cicle sedimentari cenomanià, la formació dolomítica suprajacent (Dolomies taulajades de Villa de Ves), de 70 m de potència. Aquestes dolomies contenen rudistes, mol.luscs i alveolines del Cenomanià superior i potser fins i tot terminal. Estimem que el límit superior de la seqüència albocenomaniana, al sector valencià, cal situar-lo en una crosta de ferro que sol trobar-se al sostre de les dolomies de Villa de Ves. Es un contacte molt brusc i net.

## 2. La seqüència deposicional del Cenomanià terminal-Turoníà (K2.2)

El límit inferior de la seqüència deposicional del Cenomanià terminal-Turoníà és la discontinuïtat regional menor, de la qual ja hem parlat. El límit superior és representat per una discontinuïtat que es materialitza en importants concentracions de glauconita, canvis significatius

de les litologies i dels medis sedimentaris que representen, i superfícies de ferruginització (d13). Els materials d'aquesta seqüència s'han agrupat en unitats litològiques diferents segons les regions considerades. En algunes àrees (els ports de Beseit), els materials d'aquesta seqüència no hi són presents.

Durant l'etapa del Cenomanià terminal-Turonian, continuen les condicions de sedimentació carbonàtica marina a tota la vora oriental d'Ibèria, en conques de tipus badia, però amb alguns canvis paleogeogràfics importants. Així, a la zona de ports de Beseit i Tortosa, a causa d'una probable emersió, no es registren sediments d'aquesta seqüència deposicional i, sobre els terrenys de la seqüència albocenomanià, mitjançant una discontinuïtat important, reposen sobre els materials senonians. La situació paleogeogràfica d'aquesta regió fa que la causa més probable de l'absència de materials turonians sigui la no deposició. Als ports de Beseit hi hauria, doncs, un buit deposicional i no un buit erosiu. Els dispositius de producció i sedimentació de carbonats són plataformes amb molt poc pendent deposicional, del tipus rampa, on les fàcies biocalcarenítiques d'alta energia ocupen les posicions més litorals. La major part dels sediments d'aquesta seqüència corresponen a fàcies marginals, com a barres costaneres, lagoons i intralitorals. Només a la zona de LlaberiaSalomó es troben sediments més oberts, amb influència pelàgica, els quals representen àrees de sedimentació de rampa, més distals.

#### La Fm. de Calcàries massisses de la serra de Llaberia

A la Serralada Costanera Catalana aflora a molt poques localitats: a Llaberia, a la ciutat de Tarragona i parcialment al sector de Salomó. Es tracta sempre d'una formació calcària d'escassa potència -15 a 20 m- (Calcàries massisses de la serra de Llaberia). No presenta variacions de

potència i la litologia també es manté força constant. La localitat tipus és el Racó de la Dòvia, al camí de Pratedip a Llaberia. Consta d'uns 20 m de calcàries micrítiques i biomicrítiques (mudstones i wackstones) massisses o bancs de gruixuts. El primer metre és format encara per wackstones amb Praealveolina i altres foraminífers bentònics. La resta de la unitat, però, és constituïda per calcàries amb foraminífers planctònics molt abundants. Es tracta principalment d'hedbergel·les i Pithonella ovalis. Tant el tipus de litofàcies com el contingut faunístic indiquen una sedimentació tranquil·la, pròpia de medis amb característiques pelàgiques. Cal remarcar que aquesta unitat representa el registre de fàcies més marines de la transgressió turoniana a tota l'àrea considerada, mentre que les unitats més meridionals corresponen a carbonats d'aigües somes.

#### La Fm. de Dolomies del barranc dels Degollats

A la conca del Maestrat, a part de l'àrea de màxima extensió d'aflorament dels materials de la seqüència cenomanoturonià (Fortanete-Mosquerola), també trobem materials d'aquesta seqüència més cap al S. Igualment, aflora al Maestrat central i oriental, fins al litoral mediterrani. Tant els gruixos com les fàcies es mantenen força constants. L'absència d'aquests materials en alguns sectors més meridionals i occidentals és deguda a l'erosió recent. Al Maestrat, és característic un conjunt dolomític (Dolomies del barranc dels Degollats) que ha estat definides a les terres de Terol entre Villarlengo i Ejulve. Per sobre de la superfície de discontinuïtat basal de la seqüència es disposa un paquet de dolomies (dolmicrites) estratificades en bancs fins (decimètrics o centimètrics). Cap amunt es tornen més massisses i de gra més gruixut (dolsparites). Als últims bancs de la unitat hi ha alguna resta de Durania. En algun banc calcari s'han trobat foraminífers bentònics com Discorbis, miliòlids, textularíds, i algues dasicladals. Són carbonats

d'aigües somes, marins, dipositats en les parts proximals d'una plataforma de carbonats.

Les Fms. de Calcàries i Margues de Casas Medina i de les Dolomies de la Ciudad Encantada.

A les comarques valencianes (sector de Villa de Ves), els equivalents de les unitats descrites són dues formacions, datades com a turonianes. Per sobre de les dolomies de Villa de Ves, que hem atribuït a la seqüència precedent, es troben les Calcàries i margues de Casas Medina. Són un conjunt de wackestones i mudstones massissos que, cap al sostre, esdevenen més nodulosos fins a passar a margues, de vegades dolomititzades. Han lliurat una fauna de foraminífers planctònics i bentònics, dasicladals, molts bivalves (ostrèids, braquiòpodes, rudistes), equínids i algun ammonitoideu. La seva potència, al pantà de Molinar, és de 10 m. Malgrat la presència de foraminífers plactònics, els quals indicarien una certa influència pelàgica o de plataforma distal, la resta de la fauna (gran abundància de bivalves) fa pensar més aviat en una plataforma soma, amb influències pelàgiques.

Al sector central del País Valencià, les calcàries i margues de Casas Medina són recobertes per un potent conjunt dolomític que fou definit a les rodalies de Conca i que rep el nom de Dolomies de la Ciudad Encantada. Són dolomies massisses de tons de bruns a grisencs, amb una potència d'uns 100 m. A la base solen ser dolmicrites taulajades amb fantasmes de foraminífers. Cap amunt es fan més massisses i contenen rudistes. Immediatament a sobre hom sol trobar-hi una passada de bretxes dolomítiques. Acaben amb uns 10 m de wackestones més o menys dolomititzats, amb mol.luscs, rudistes i coralls principalment. Al sostre de la unitat es desenvolupen moltes crostes ferruginoses que han estat interpretades com la representació, en aquesta

àrea, de la discontinuïtat que limita superiorment la seqüència cenomanoturoniana (d13).

### 3. La seqüència deposicional del Senonià fins al Campanià o Maastrichtià (K2.3).

El seu límit inferior és una discontinuïtat menor (d13), mentre que el superior és la gran discontinuïtat regional que marca el límit amb la superseqüència suprajacent del Tanetià-Ypresità (D4). Tal com ja hem comentat, hi ha diversitat d'opinions sobre l'edat dels materials més moderns afectats per aquesta discontinuïtat. A la Serralada Costanera Catalana, el més probable és que siguin campanians, mentre que al Maestrat, aquesta discontinuïtat talla les anomenades calcàries de Fortanete, que, pel seu contingut en gasteròpodes del gènere Lychnus, s'atribueixen habitualment al Maastrichtià, comparable al Rognacià de Provença. Cal advertir que cap d'aquestes datacions és d'absoluta certesa. En nombrosos indrets, la discontinuïtat que limita aquest darrer cicle mesozoic és fossilitzada per acumulacions d'argiles laterítiques que rebleixen paleorelleus. Tal és el cas del sector del Pinell de Brai, on són explotades a cel obert. Aquestes argiles són la base del Terciari, la fàcies garumniana (fig. 2.4, 2.9).

La seqüència deposicional senoniana presenta una evolució vertical de somerització creixent fins a l'emersió, amb fàcies d'aigua dolça al sostre. Els termes basals són carbonats massissos d'aigües somes, dipositats en medis marginals d'unes plataformes de carbonats de tipus rampa. Al baix Aragó, aquestes condicions de sedimentació marina, restringida i molt soma, sembla que prevalen fins al Santonià, mentre que al País Valencià potser poden abastar part del Campanià. La resta del Senonià només és representada per

fàcies d'aigua dolça, majoritàriament carbonàtiques, d'ambients palustres-lacustres.

#### La Fm. de Calcàries glauconíferes de la serra de Llaberia

A la Serralada Costanera Catalana aquesta seqüència aflora només molt localment i de forma reduïda. Tan sols es troba a l'àrea de Llaberia i als voltants de la ciutat de Tarragona: són les Calcàries glauconíferes de la serra de Llaberia. Aquesta unitat és formada fonamentalment per una alternança de capes calcàries, margues noduloses i lutites, amb moltes superfícies ferruginitzades i d'erosió. Presenta ràpids canvis laterals i verticals de fàcies, i també atasconaments. La seva potència màxima és de 40 m. A Llaberia, els primers metres de la unitat són de calcàries blanquinoses amb estratificació decimètrica i contenen gasteròpodes. Més amunt, passen progressivament a calcàries noduloses, lutíticomargoses en la matriu, amb una certa aparença de conglomerat. A partir de la meitat de la unitat, augmenta la proporció de lutites, que alternen amb bancs calcaris. Aquestes últimes fàcies representen barreges d'ambients d'aigua dolça, salabrosos o lacustres. A partir d'aquí, i fins al sostre de la formació, es repeteixen moltes vegades les influències d'aigües dolces o salabroses, dins d'un ambient marí som molt litoral. A Tarragona les fàcies són molt semblants.

#### Les Calcàries i les margues dels ports de Beseit

Als ports de Beseit, els materials d'aquesta seqüència descansen directament, mitjançant una discontinuïtat important, sobre els terrenys de la seqüència albocenomaniana. Es tracta d'una sèrie calcàreomargosa que mai no ultrapassa la vintena de metres de potència (Unitat C15 de Cardillac, 1979). Les calcàries, les margocalcàries i les margues que formen aquesta unitat



s'organitzen en seqüències decimètriques. A la base són wackstones de foraminífers bentònics (discòrbids, miliòlids) i dasicladals (Heteroporella). Per sobre, segueixen calcàries esparítiques amb radiolítids (rudistes), els quals han estat confrontats amb el gènere Bourmonia, freqüent al Santonià de l'àmbit de la Mesogea. Els trams margosos, intercalats a les calcàries i les margocalcàries, són molt rics en carofícies i ostràcodes. El contingut faunístic només permet afirmar que es tracta de Senonià, en sentit ampli. A tot el sector dels ports de Beseit, per sobre d'aquesta unitat litològica, hi ha grans acumulacions d'argiles laterítiques, les quals marquen l'inici de la superseqüència deposicional paleògena. El contacte entre les argiles laterítiques i els materials senonians és una superfície d'erosió, perforada i ferruginitzada: la discontinuïtat que limita superiorment el Mesozoic (D4).

#### Les Calcàries i margues senonianas del Maestrat

A la zona del Maestrat aquesta seqüència és representada per tres formacions que se succeeixen verticalment. La inferior, calcària (Calcàries del Organo de Montoro) és ben desenvolupada al baix Aragó (Villarluengo-Fortanete). Cap al S, més enllà de Mosquerola, és totalment dolomititzada i la seva potència és molt reduïda. Cap a l'W, més enllà de Villarroja, desapareix. Són calcàries grises, bretxoides a la base, amb intraclastos foscos. Per sobre, segueixen wackstones amb foraminífers bentònics (miliòlids, discòrbids). Els trams de calcàries més fines presenten localment laminació i porositat fenestral, i motlles d'evaporites. Al sostre hi han estat trobats petits rudistes. El conjunt té una potència d'uns 50 m. La fauna que conté aquesta unitat no permet d'assignar-li una edat precisa; tanmateix, per la seva posició, hom sol atribuir-la al Coniacià. La formació intermedia margosa (Margues i calcàries de la Cañadilla). Es tracta bàsicament d'una unitat majoritàriament margosa, amb una intercalació calcària situada

aproximadament a la meitat de la unitat. Els primers 20 m són formats per margues blanquinoses amb intercalacions de petites passades de margocalcàries i calcàries gresoses. El contingut faunístic d'aquest tram es redueix quasi exclusivament a miliòlids i rudistes. El tram intermedi és constituït per calcàries de gra fi, amb passades margoses i la mateixa fauna que el tram basal. Fa 15 m de gruix. A la part alta es disposen altre cop margues blanques que alternen amb calcàries gresoses amb miliòlids, rudistes i fragments d'algues calcàries. Aquest tram margós superior -30 m- pot contenir una quantitat important de guix. Els rudistes que ha lliurat aquesta formació (radiolítids) han permès d'atribuir-la al Santonià. Per últim, la formació més superior d'aquesta seqüència a la conca del Maestrat, les Calcàries de Fortanete es troben només al nucli del sinclinal de Fortanete. Es tracta de calcàries grisenques, de gra fi, amb intraclastos negres i gasteròpodes del gènere Lychnus. Les intercalacions margoses hi són freqüents, i són molt riques en carofícies. Aquesta unitat és tallada per la discontinuïtat que limita el cicle del Cretaci superior, marcada per l'entrada d'argiles de la base del Terciari. L'edat maastrichtiana atribuïda a aquestes calcàries es basa només en la presència del gasteròpode esmentat. Cal ser extremadament prudents en aquesta datació, ja que aquests gasteròpodes solen anar molt lligats a les fàcies i difícilment són útils per a l'establiment de cronostratigrafia.

La seqüència senoniana a la part central del País Valencià.

Al sector més meridional del domini considerat, aquesta seqüència també és representada per tres unitats litològiques. La inferior (Margues d'Alarcón) és formada per margues amb intercalacions de dolomies noduloses, de tonalitats grisenques i verdoses, que contenen oncòlits, rudistes i Microcodium, que, encara que d'una manera imprecisa, s'atribueixen al Coniacià. Segueixen les

Calcàries i bretxes calcàries de la serra d'Utiel, constituïdes per wackestones de miliòlids i intraclastos negres. També poden contenir algunes passades de calcarenites amb estratificació encreuada, bretxes calcàries i intercalacions margoses cap al sostre de la unitat. Aquesta unitat conté foraminífers bentònics (miliòlids), rudistes, ostrèids i gasteròpodes principalment, i supera els 50 m de potència. La unitat superior és calcareomargosa (Calcàries i margues de la serra Perentxisa). Fonamentalment són 300 m de calcàries suportades per fang (mudstones-wackestones), ben estratificades i riques en intraclastos foscos. Localment presenten intercalacions de margues blanques i grisenques. El contingut paleontològic és de carofícies, ostràcodes, gasteròpodes, i també ossos i fragments d'ous de dinosaures. Es tracta de calcàries d'ambients d'aigua dolça. Els ha estat atribuïda una edat campaniana-maastrichtiana, però cal tenir present que el seu límit inferior és molt diacrònic; així, aquest és progressivament més modern cap al S, i és maastrichtià just al S de Xàtiva, ja en el Prebètic.

Tal com deia al començament, la base de la Superseqüència del Cretaci superior ve marcada per importants pertorbacions a nivell de tota la placa ibèrica. Durant l'Albià mitjà i fins a la base del Cenomanià, hi ha una gran activitat a la zona de la falla nord-pirinenca, la qual separa les plaques Ibèrica i Europea des dels temps hauterivians (Dewey et al. 1973). Continua la rotació de la placa Ibèrica amb una etapa de significativa reactivació dels moviments direccionals sinistres a la zona de falla nordpirinenca (Puigdefàbregas i Souquet, 1986). En relació amb aquest marc geodinàmic succeeixen fets molt importants per a les conques pirinenques, però que, sens dubte, també influiran en gran manera en l'evolució de les nostres conques intracontinentals del marge oriental d'Ibèria. Així, al Pirineu, hi ha un rejuveniment dels blocs fallats del basament, amb magmatisme alcalí (Lherzolites), metamorfisme tèrmic i diapirisme de les evaporites triàsiques.

## 2.2 EL CONTEXT ESTRUCTURAL.

Tots els materials mesozoics estan deformats, en major o menor grau, per l'orogènia alpina. Les estructures resultants presenten diferents direccions (Fig. 2.10) en tres zones diferents: NE-SW, NW-SE i una tercera aproximadament E-W. La direcció NE-SW predomina als Catalànids, mentre que la NW-SE ho fa a la Serralada Ibèrica. En tots dos casos aquestes direccions són en relació amb grans accidents de sòcol (Guimerà, 1984). La direcció E-W predomina a la zona d'enllaç entre les dues serralades, amb important desenvolupament dels plects i dels encavalcaments, els quals es desenvolupen en una cobertora mesozoica més potent que a les altres zones. El desenganxament de la cobertora, en relació amb el sòcol, és molt més important en aquesta zona, i alguns encavalcaments poden arribar a tenir una fletxa d'alguns quilòmetres (Guimerà, 1983), (Fig: 2.11). Segons Guimerà (1984), aquestes estructures permeten deduir l'existència de falles de sòcol que, en certa manera, les haurien condicionat. Aquests mateixos accidents del basament, d'edat tardihercínica?, sembla que varen controlar els trets principals de la paleogeografia durant la sedimentació mesozoica (Esteban, 1973; Esteban i Robles, 1976; Anadón et al., 1979-82; Salas, 1983). Aquest fet sembla molt clar durant la sedimentació del Cretaci inferior (Salas, 1983; 1986a). Més tard, determinarien les estructures durant la compressió alpina i després també controlarien la distensió.

Els estudis microestructurals realitzats per diversos autors (Gómez i Babín, 1973; Alvaro, 1975; Capote, 1982) a la branca castellana de la Serralada Ibèrica indiquen que hi ha dues fases principals compressives:

1) Fase compressiva NW-SE, en la qual es formen les grans estructures NE-SW, amb vergència cap al SE. L'edat d'aquesta fase és intraeocena.

2) Fase compressiva NE-SW, en la qual es formen les grans estructures NW-SE, amb doble vergència. L'edat d'aquesta fase és intraoligocena.

3) Fases tardanes de direccions de compressió variables i edats intramiocèniques.

Els estudis microestructurals fets al sector central dels Catalànids (Guimerà i Santanach, 1978; Guimerà, 1982) han permès el reconeixement de les següents fases compressives:

1) Fase compressiva NW-SE, sincrònica a la formació de les estructures majors.

2) Fase compressiva NE-SW, la qual no produeix cap gran estructura i és d'edat posterior a la primera fase.

També hi ha indicis d'una tercera fase compressiva N-S, la qual se situaria entre les dues anteriors.

Simón Gómez (1982) també reconeix tres direccions de compressió a la zona d'enllaç Catalànids-Serralada Ibèrica.

Guimerà (1984) relaciona les direccions de compressió, deduïdes de l'anàlisi microestructural, amb les grans estructures de cada àrea i amb les direccions regionals de compressió. L'evolució de la compressió i la relació amb les micro i macrostructures queda resumida en les figures 2.12 i 2.13.

Les fases de compressió i la seva evolució, així com l'evolució de la deformació durant el Terciari, tant als Catalànids com a la Serralada Ibèrica, són en relació amb la tectònica de plaques. Concretament amb els moviments de la placa ibèrica des del Cretaci superior fins al final del Neogen, directament lligats a la història dels Pirineus i de les Serralades Bètiques (Guimerà, 1984).

### 3. E S T R A T I G R A F I A

### 3. ESTRATIGRAFIA

Aquest capítol abasta els terrenys que van des de l'Oxfordià a l'Albià i s'ha estructurat en base a tres grans apartats. El primer està dedicat a sintetitzar totes les unitats litostratigràfiques i limitades per discontinuïtats que s'han utilitzat a l'àrea d'estudi. En el segon apartat es defineixen les unitats delimitades per discontinuïtats i les litostratigràfiques que no ho havien estat anteriorment. El tercer apartat és dedicat a les unitats biostratigràfiques emprades en aquest treball o de nova definició, com és el cas de l'interval Berriasià-Barremià.

#### 3.1. UNITATS LITOSTRATIGRAFQUES I LIMITADES PER DISCONTINUITATS UTILITZADES I DEFINIDES ANTERIORMENT

Els autors que fins ara s'han preocupat dels temes estratigràfics han tractat separatament els Catalànids i la Serralada Ibèrica oriental ("El



Maestrat"), malgrat que, com ja he dit, hi hagi una perfecta continuïtat (vegi's capítol 2). Es només per aquesta rao històrica que a l'hora de descriure, breument, les diverses unitats ho faci respectant aquesta divisió geogràfica original.

### 3.1.1. ELS CATALANIDS

En els últims anys, han estat diversos els autors que han treballat sobre temes estratigràfics a l'àmbit dels Catalànids, encara que no tots han intentat definir, formal o informalment, unitats estratigràfiques. Els autors que, d'alguna manera, han definit unitats estratigràfiques han estat: Robles (1974), Cadillac (1979), Giner (1980) i Esteban i Robles (1979/82). Les unitats dels tres primers autors són del tipus litostratigràfic, mentre que els dos darrers foren els primers en definir unitats estratigràfiques limitades per discontinuïtats als Catalànids. Bulard (1972) realitzà un excel·lent treball estratigràfic del Juràssic mitjà i superior del vorell de la conca de l'Ebre, entre l'Hospitalet de l'Infant i Burgos. Però es limità únicament a descriure trams de sèries i datar-los sense definir cap tipus d'unitat estratigràfica.

### 3.3.1.1. EL NIVELL F.

Definit informalment per Robles (1974) a les serres de Tivissa i Vandellós. La seva potència varia entre 120 m al sector de Tivissa i 30 m a la carretera de Tivenys a Benifallet, a la Serra de la Creu (Tivissa) inclús pot arribar a més de 150 m. Es formata per calcàries micrítiques amb intercalacions de nivells tous de margues argiloses, sovint delimitant les

juntes d'estratificació. La porció superior de la meitat inferior del nivell presenta característiques margocalcàries. El trànsit des de la unitat infrajacent (E) és gradual. El límit superior ve marcat per les dolomies massisses de la unitat suprajacent (G). A la Serra de Cardó, la unitat F pot presentar el seu tram inferior afectat per la dolomitització, la qual pot abastar fins a 50 m de gruixària. L'edat d'aquesta unitat, a les sèries més completes, aplegaria el Bathonia, el Cal.lovianà inferior, l'Oxfordià mitjà i el Kimmeridgià inferior. La part inferior de la unitat F, d'edat Bathoniano-Cal.loviana inferior, equivaldria a la Fm. de Xelva de Gómez (1979) (concretament a la part intermèdia informal). El tram d'edat oxfordiana seria equivalent de la Fm. de Iàtova (Gómez, 1979). Mentre que l'últim tram ho fóra de la Fm. de la Loriguilla (Gómez, 1979) o de la Fm. de Polpís (Solé et al., 1974).

#### 3.1.1.2. EL NIVELL G.

Definit també igual com l'anterior (F), subjacent, per Robles (1974) a la zona del Perelló. Al sector de les serres de Cardó i del Boix pot arribar als 700 m. Són dolomies grisenques, localment bretxoides i massisses. Al N del Perelló s'hi poden distingir tres trams: un d'inferior dolomític, l'intermedi d'argiles groguenques, margues, margocalcàries i margocalcàries dolomítiques i el tram superior completament dolomititzat. Robles (1974) diu que el límit inferior d'aquesta unitat és una discontinuïtat formada, a les serres de Cardó i el Boix per una superfície d'erosió amb restes d'argiles laterítiques. El mateix autor atribueix a aquesta unitat una edat comprensiva que pot anar del Cal.lovianà fins al Barremià.

### 3.1.1.3. FORMACIÓ DE CALCÀRIES I MARGUES AMB ESPONGIARIS I PROTOGLOBIGERINES.

Aquesta unitat litostratigràfica va ser definida per Cadillac (1979) al Km 5 de la carretera de Xerta a les Paülles (fins a 60 m). El tram inferior (10-15 m) són calcàries i calcàries margoses de color rosa i calcarenítes, separades per un fons endurit ferruginós de la unitat dolomítica inferior. A la part més inferior del tram s'hi han trobat esporangis i protoglobigerines juntament amb una abundant fauna de Perisphinctids, el sostre del tram fa l'aparició una gran acumulació de glauconita. El tram intermedi d'aquesta unitat és format per margues negres (15-20 m) i margocalcàries glauconíferes amb Perisphinctids i Aspiroceràtids. El tram superior són calcàries micrítiques taulajades (15-20) azoiques. El tram més inferior es data, pel seu contingut amb ammonits, com Oxfordià mitjà-Oxfordià inferior. Els dos altres trams podrien ser ja d'edat Kimmeridgiana inferior. El tram inferior equival a la Fm. de Iàtova (Gómez, 1979), l'intermedi a la Fm. de Sot de Xera (Gómez, 1979) i el superior de calcàries micrítiques a la Fm. de Polpis de Solé et al. (1974) de la conca del Maestrat.

### 3.1.1.4. FM. CALCÀRIES DE TIVISSA.

Definida informalment per Giner (1980) al camí de Tivissa a la Tossa (120 m). Constituïda per calcàries micrítiques beig, tipus mudstones, amb bona estratificació de capes de 10-20 cm. Els interestrats són d'intercalacions margoses fines. La fauna és d'ammonits i belemmits, fonamentalment (fins a 130 m). La base d'aquesta unitat pot estar dolomititzada i el sostre no hi es. L'edat d'aquesta formació és estimada de Bathonià a Kimmeridgià. Segons Giner (1980), sempre, equivaldria al nivell F de Robles (1974).

### 3.1.1.5. FM. DOLOMIES LAMINADES DE GARRAF.

Definida igualment per Giner (1980) de manera informal. La localitat tipus es troba a la carretera de La Pleta des de les Botigues de Sitges (Urbanització Rat Penat). Es formada per una alternaça de làmines dolomítiques clares i fosques, on s'hi pot reconèixer la presència de laminacions criptoalgals i estromatolítiques, amb intercalacions de mudstones i grainstones de pellets i peloides. Hi ha abundants estructures de desecacció i nivells amb intraclastos plans (flat pebbles). L'escassa fauna és de miliòlids, textularíds, ostràcodes, fragments d'equínids i alguns gasteròpodes. L'edat d'aquesta unitat és portlandiana.

### 3.1.1.6. LA SEQUÈNCIA DEPOSICIONAL SUPERIOR DE LA MACROSEQUÈNCIA JURÀSSICA.

Esteban i Robles (1979-82) divideixen el Mesozoic dels Catalànids en cinc unitats estratigràfiques d'ordre major i del tipus d'unitats limitades per discontinuïtats, a les quals anomenen "macroseqüències deposicionals". La macroseqüència juràssica comprèn tres seqüències deposicionals d'ordre menor: J1, seqüència basal (essencialment Lias); J2, seqüència intermèdia (essencialment Dogger) i J3, seqüència superior (essencialment Malm).

Sempre segons Esteban i Robles (1979-82), al sector intern del domini meridional l'Oxfordià i el Kimmeridgià inferior hi poden ser reconeguts, amb aparent continuïtat litològica i estratigràfica amb el Dogger. Això últim està en contradicció amb la superfície de discontinuïtat que hi ha sempre entre el Cal.lovíà mitjà i l'Oxfordià mitjà, l'òolit ferruginós superior (Bulard, 1972; Cadillac, 1979; Giner, 1980). Els materials d'aquesta seqüència es dolomititzen intensament cap el SW, cap a la zona del Montsià (500-700 m).

Aquests autors suposen que el sector del Montsià (Ulldecona) és més subsident que el del Perelló, la qual cosa no es així. La zona del Montsià és un alt paleogeogràfic relatiu, respecte a la del Perelló, per al Malm i Cretaci inferior (vegi's les columnes estratigràfiques (32-19) 4100 i (32-21) 4100 i la correlació general). Al sector del Massís de GarrafMarmellar sols es pot reconèixer la part superior d'aquesta seqüència, les tidalites, del Portlandià-Berriasià, de La Pleta. El Dogger no hi seria al Massís de Garraf i tampoc una bona part del Lias (vegi's 2.1.2.) fet que ja hauria estat posat de manifest per Esteban i Julià (1973). El límit superior es situaria al sostre de las tidalites del Portlandià-Berriasià, amb l'entrada d'aigua dolça. L'edat d'aquesta unitat comprendria el Malm i el Berriasià.

#### 3.1.1.7. LA MACROSEQUENCIA NEOCOMIANA.

Definida per Esteban i Robles (1979-82) als Catalànids (30400 m). Predomini de les calcàries d'aigües dolça i salobre, amb bancs d'ostrèids i calcarenites valanginianes. L'Hauterivià hi podria ser representat per fàcies lacustres, les quals podrien arribar fins a part del Barremià. En aquesta unitat hi són freqüents els trams d'argiles laterítiques i bauxítiques. Aquesta seqüència no és present a Llaberia, Salou i Tarragona. En el domini central són fàcies de carbonats d'aigua dolça, mentre que al domini meridional es noten més intercalacions margoses, lacustres i salobres (fins a 400 m). La base de la unitat sol estar intensa i irregularment dolomititzada, sostre pot venir senyalat per un potent nivell laterític. L'edat d'aquesta seqüència abastaria el Valanginià, l'Hauterivià i part del Barremià.

### 3.1.1.8. LA MACROSEQUÈNCIA BARREMO-APTIANA.

Definida igualment per Esteban i Robles (1979-82) als Catalànids (fins a 800 m). Es limitada a la base per els nivells de laterites i al sostre per l'entrada de terrígens de l'Albià (fàcies d'Utrillas). Aquesta seqüència és netament transgressiva sobre la superfície d'erosió subaèria (laterites) intrabarremiana. Així, els bancs de rudistes del Barremià superior presenten un gran recobriment expansiu sobre les vores de les conques, i poden arribar a fosilitzar el Juràssic o el Triàsic, més o menys erosionats. Durant aquesta etapa es configura molt bé la petita badia de Garraf-Montmell i la cubeta més gran del Perelló-Tortosa. Durant el Barremià i el Bedoulià inferior, bancs fangosos de rudistes i orbitolínids se situen a les zones més marginals, mentre que a les zones més internes de les conques hi apareixen barres bioclàstiques d'orbitolines i construccions arrecifals de coralls i estromatopòrids. Al Bedoulià superior les parts centrals de les conques seran cobertes per fàcies pelàgiques de margues i margocalcàries amb ammonits i calcàries amb nannoconus al Gargasià. Al final de l'Aptià superior, es produeix una situació regressiva, la qual ve marcada per la sedimentació de barres calcarenítiques i pegats de coralls i estromatopòrids. Aquesta regressió culminaria, ja dins de l'Albià, amb l'entrada de terrígens de les fàcies d'Utrillas. L'edat per aquesta seqüència deposicional seria de Barremià superior fins a part de l'Albià.

### 3.1.1.9. EL GRUP DE CALCÀRIES, MARGOCALCÀRIES I DOLOMIES DEL PERELLO-GARRAF.

Robles (1982) defineix formalment, per primer cop, les unitats estratigràfiques de l'interval Berriasià-Albià p.p. Aquesta unitat engloba les macroseqüències neocomiana i barremo-aptiana d'Esteban i Robles (1979-82). Es

formada essencialment per calcàries i margues, margocalcàries i dolomies, les quals ocupen principalment la base de la unitat, i també poden aparèixer com a petits tascons dolomítics a la meitat superior del grup. Els materials predominants són les calcàries i margocalcàries amb intercalacions margoses, les quals poden presentar-se amb fàcies d'algues, miliòlids i altres foraminífers bentònics o bé amb fàcies d'orbitolínids i rudistes: les fàcies urgonianes. Un tercer tipus de fàcies, només presents al sostre de la unitat, són les margues i margocalcàries amb ammonits i foraminífers planctònics. A l'àrea del Perelló-Tortosa pot arribar als 1300 m de potència, mentre que el sector de Garraf-Montmell fa més dels 700 m.

Aquesta unitat pot presentar dues discontinuïtats importants i ben desenvolupades, segons les zones. La inferior (Robles, 1974, 1982) se situaria a la base de la formació de les dolomies de la Roca Foradada, i la superior cap a la part mitjana de la formació de Calcàries i margues de la Inclusa. Ambdues es caracteritzen per l'acumulació d'òxids de ferro i d'argiles laterítiques, els quals moltes vegades es troben acumulats a dins de cavitats de carstificació.

Aquesta unitat abastaria els trams estratigràficament diferenciats sobre les columnes: G1, G2, G3, G4 i la part superior del J3a de Robles (1974).

#### 3.1.1.9.1. La Formació de Dolomies de la Roca Foradada

Definida per Robles (1982) a la carretera local de Rasquera al Perelló, entre els quilòmetres 3 i 4. Té fins a 130 m de potència, i és formada majoritàriament per dolsparites grises i dolmicrites, amb estratificació variable, des de fina a massissa, encara que predominen les dolomies

massisses. També poden presentar-se amb laminació i estructures de dessecació, sobretot a la part inferior. El límit inferior és un contacte generalment nítid amb fàcies calcàreo-margoses d'estratificació prima. El límit superior és un contacte relativament ràpid a fàcies no dolomititzades. Al domini meridional, i concretament a la sèrie tipus, el límit inferior és una disconformitat, amb un desenvolupament important de concreccions ferruginoses d'hematites i laterites, que reomplen paleorelleus de dissolució càrstica, els quals havien estat explotats pel mineral de ferro. Es data aproximadament com del trànsit Juràssic-Cretaci, abastant al Barremià inferior. Equival a la part superior del tram J3a de Robles (1974).

#### 3.1.1.9.2. La Formació Calcàries i Marques de la Inclusa

Definida també formalment per Robles (1982) a la zona de Perelló i de la Punta de l'Aliga (5 km al S de l'Ametlla de Mar). A l'àrea tipus té un gruix aproximat de 1000 m. Fonamentalment està integrada per calcàries d'estratificació mitjana, de colors grisos a beig, amb intercalacions de passades margoses o de margo-calcàries, però més detalladament pot ser dividida en tres trams. El tram inferior (fins a 300 m) és format per calcàries micrítiques i biomicrites amb tascons dolomítics irregulars, majoritàriament a la base. Es tracta de wackestones-packstones de dasicladàls, miliòlids i altres foraminífers bentònics com Trocholina alpina, Nautiloculina oolítica, Choffatella, Pseudocyclamina, Lenticulina i orbitolínids dispersos. Entre la macrofauna hi cal destacar alguns bancs de rudistes. Cap a la part mitjana hi ha Orbitolinopsis, Parakoskinolina i Orbitolina sp. En aquest tram basal s'hi poden distingir algunes intercalacions de calcàries d'aigua dolça amb carofícies molt abundants i senyals d'arrels.



Sobre el tram basal descrit hi ha un tram intermedi (fins a 300 m) format per alternances de margues i calcàries, principalment micrítiques, amb moltes superfícies d'emersió o de no deposició. També conté gran quantitat de dasicladals i foraminífers bentònics: Salpingoporella, Likanella, Acicularia, ..., miliòlids, Cuneolina, Choffatella, Sabaudia i Orbitolinopsis kiliani. Entre la macrofauna cal destacar els rudistes requiènids: Matheronia. Per sobre continuen encara alguns metres de fàcies calcàries amb predomini dels orbitolinids. La part superior de la formació s'individualitza (150 m) en el Mb. de Calcàries organògenes de la Punta de l'Aliga que es descriu més endavant (vegi's 3.1.1.9.2.1.).

Dins d'aquesta formació hi ha una important discontinuïtat que separaria la macroseqüència neocomiana de la barremo-aptiana de Esteban i Robles (1979-82). Es desenvolupen laterites de fins a 2 m de gruixària. Crec que quan parla d'aquesta discontinuïtat, Robles (1982) es vol referir als trams laterítics amb acumulacions d'òxids de ferro i que s'intercalen dins els nivells barremians prop del Mas d'en Favià, vora la pista del Gabadà, que uneix el Coll de Fatges amb la Masia de Pons (vegi's 3.2.7.2.). Aquestes acumulacions d'hematites, encara que pobres, havien estat explotades al Mas d'en Favià.

El límit amb l'unitat subjacent (Fm. Dolomies de la Roca Foradada) és un pas lateral-vertical, mentre que passa transicionalment a la unitat superior de la Fm. Margues i calcàries de la Cala de l'Aliga.

Aquesta unitat aflora tant a l'àrea tipus del Perelló-Tortosa com al sector de Garraf-Montmell. Cronològicament abasta des del Berriasià inferior fins el Bedoulià pro part.

Aquesta unitat equival als trams estratigràfics G1, G2, G3 i part del G4 de Robles (1974), i també d'alguna manera als trams estratigràfics C1 i C2 d'Esteban (1973).

#### 3.1.1.9.2.1. El membre de calcàries organògens de la Punta de l'Aliga

Definida per Robles (1982) a l'Ametlla de Mar (5 km al SW, a la Punta de l'Aliga). Fonamentalment és formada per calcàries i materials calcàreomargosos rics en fauna, amb una intercalació dolomítica important. Els principals tipus de fàcies que hi destaquen són: barres d'Orbitolines, bancs de rudistes i barres de calcarenites bioclàstiques. El contingut fòssil és molt abundant, les barres d'orbitolines contenen: Orbitolina texana i O. parva. Els pegats escullosos són formats per rudistes i coralls, entre els quals hi ha: Polyconites, Requienia ammonia, Toucasia, ..., altres mol.luscs, equínids, etc. Aquesta fauna ens donaria una edat d'Aptià inferior.

### 3.1.1.9.3. La Formació Margues i Calcàries de la Cala de l'Aquila

Definida per Robles (1982) a la trinxera del ferrocarril de València a Tarragona, entre els km 219,5 i 221,4 (Perelló-L'Ametlla de Mar). L'autopista A-7 també talla aquesta unitat en un trajecte paral·lel al del tren. Es tracta d'una formació majoritàriament calcàreomargosa on alternen nivells més calcàris amb altres de margues (més de 300 m). Els trams de calcàries són sempre molt micrítics, de colors grisos a blancs, en bancs de 1.5-2 m, els quals alternen amb nivells margosos, grisos i blancs, de 10-50 cm de gruix. Aquestes contenen algunes rudistes aïllats, ammonits i algun tram d'orbitolines. Els trams calcàris es disposen en gruixuts paquets que poden tenir més de 100 m. Aquests potents trams calcàris alternen amb trams margosos i de margocalcàries (fins a 40 cm) els quals, en alguns trams, contenen gran quantitat d'ammonits piritosos. Entre els ammonits s'hi han trobat: Deshayesites, Dufrenoyia, Pseudosaynella, Parahoplites i Acanthoplitínids. Entre la microfauna hi cal destacar la gran abundància de nannoconus: N.wassalli, N.bucheri, N.boneti, N.kamptneri i N.grandis. A part també hi ha foraminífers bentònics, tals com: Sinplorbitolina manasi, Dyctioconus, Coskinolina sunnilandensis, Patorbitolina lenticularis, ... Els foraminífers planctònics i els ammonits conferirien, juntament amb les característiques litològiques, unes condicions ambientals pelàgiques i hemipelàgiques a aquests materials.

El límit inferior d'aquesta unitat és el Mb. de calcàries organògenes de la Punta de l'Aliga, mentre que superiorment és, a la localitat tipus, escapçat per l'erosió. L'edat de la formació abastaria la part alta de l'Aptià inferior i l'Aptià superior.

### 3.1.1.10. GRUP DE CALCÀRIES I ARENES DE LA SERRA DE LLABERIA

Aquesta unitat correspon a la macroseqüència del Cretaci superior d'Esteban i Robles (1979-82), la qual englobaria els trams estratigràfics G4, G5, G6 i G7 diferenciats per Robles (1974), i va ser definida per Robles (1982) a la zona de Llaberia. Aquest grup compren quatre formacions, definides a la localitat tipus: 1) Formació Arenes d'Utrillas, 2) Formació de Dolomies taulajades i calcàries amb Praealveolina de la Serra de Llaberia i 4) Formació de calcàries glauconíferes i lutites de la Serra de Llaberia. El grup, amb aquestes quatre formacions, abasta l'interval de temps que va de l'Albià, no inicial, fins al Senonià. Però, la <sup>e</sup>correlació que fa el seu autor no queda gens clara en els sectors del domini central: Montmell i Salomó (Robles, 1982). Així, hi ha una formació d'argiles vermelles i calcarenites d'orbitolines del Montmell. Hi ha també, però, un altre problema important amb algunes unitats que componen aquest grup, em refereixo concretament a la Fm. de les Arenes d'Utrillas.

Amb aquesta unitat detrítica tothom està d'acord, o al menys la gran majoria dels autors que ens hem ocupat del Cretaci durant els darrers anys, que comença el cicle sedimentari del Cretaci superior o macroseqüència, o com sen'hi vulgui dir. Però la qüestió concreta està en quins terrenys compren aquesta unitat. Es a dir, d'una banda tenim les anomenades "Fàcies d'Utrillas", les quals abastarien els materials terrígens que es disposen entre l'Aptià superior i el Cenomanià mitjà-superior a gran part del Mesozoic del marge oriental d'Ibèria. Però des del punt de vista formal, i també seqüencial, dins de les "Fàcies d'Utrillas" hi ha dues formacions: 1) Fm. dels Lignits d'Escucha i 2) Fm. de les Arenes d'Utrillas (Aguilar et al., 1971; Cervera et al., 1976). Ambdues formacions són separades per una discontinuïtat i pertanyen a unitats estratigràfiques, separades per

discontinuitats, distintes (Salas, 1983, 1986a). Doncs bé, Robles (1982) considera la Fm. d'Arenes d'Utrillas en el sentit més ampli, l'antic de les "Fàcies d'Utrillas", on inclou tant els materials de la Fm. lignits d'Escucha com els suprajacents de la Fm. Arenes d'Utrillas. Amb aquesta atribució no hi estic d'acord en cap cas, i considero que la Fm. de les Arenes d'Utrillas només és present als Catalànids a la Serra de Llaberia. La resta de les fàcies lutítiques amb lignits, que li han estat atribuïdes, formarien part d'una unitat estratigràfica distinta i infrajacent (vegi's 2.3.11 i 1.3.12).

#### 3.1.1.10.1. La formació d'argiles vermelles i calcarenites d'orbitolines del Montmell.

Definida formalment per Robles (1982) al sector del Montmell. Barranc de St. Marc, a partir dels materials elaborats per Esteban (1973). Concretament la localitat tipus és a la carretera de St. Jaume del Domenys al Pla de Manlleu, entre els punts quilomètrics 14 i 18. Es formada per alternàncies d'argiles micàcies rogenques amb passades de calcarenites amb orbitolines. També conté intercalacions de gresos i a la part superior s'hi dipositen bancs de dolomies sorrenques. El contingut faunístic és d'orbitolines, mol·luscs, equínids, rudistes, coralls. Entre les orbitolines cal destacar: O. Texana, Simplorbitolina manasi Neorbitolinopsis conulus. Aquesta associació ens indica una edat d'Albià mitjà i potser una part del superior ? (Salas, 1986a). Aquesta unitat seria l'equivalent lateral de la Fm. del Lignits d'Escucha (Salas, 1986a).

### 3.1.2. EL "MAESTRAT" I LA SERRALADA IBERICA ORIENTAL

El sector oriental de la Serralada Ibèrica i la zona d'enllaç amb les serralades costaneres catalanes han estat, sens dubte i des de fa molt temps, la zona amb més densitat de treballs estratigràfics de tota l'àrea estudiada en aquesta memòria. Això, no ha estat de cap manera un fet casual: l'atracció que han sentit tants estratígrafs per aquesta regió radica principalment en la gran qualitat dels afloraments i també en la gran quantitat<sup>t</sup> d'aflorament<sup>s</sup>. Fins i tot, segons com m'atreuria a dir que hi ha "massa afloraments". Es podria considerar que Hahne (1930) va ser el primer geòleg que hi va definir unitats estratigràfiques, amb el seu estudi sobre les províncies de Terol, Castelló i Tarragona. Aquest autor divideix als terrenys cretacis en cinc unitats: 1) El Wealdic, 2) L'Urgo-Aptià, 3) Les Capes d'Utrillas, 4) El Cretaci superior i 5) El Danès. No es fins quaranta anys més tard que Canerot (1974) definiria les primeres unitats litostratigràfiques pel Cretaci. A la mateixa època Solé et al. (1974) definien, també informalment, les unitats litostratigràfiques del Juràssic superior del domini meridional del Catalànids i de la zona d'enllaç amb la Serralada Ibèrica. Els geòlegs holandesos de la I.T.C. (Van Gynkel i Mekel, 1976) amb els seus estudis a la zona de Muniesa, Oliete i Montalbàn, són els primer autors en definir unitats litostratigràfiques formals per al Mesozoic d'aquella regió. Més tard, Giner (1980) a la seva Tesi Doctoral, defineix informalment tota una sèrie d'unitats litostratigràfiques pel Juràssic, i té el mèrit d'haver estat el primer de reconèixer i identificar, a l'àrea considerada, les unitats litostratigràfiques definides formalment per Gómez (1979) al sector llevantí de la branca castellana de la Serralada Ibèrica. Finalment, amb la col.laboració d'altres autors (Canerot et al., 1982) vaig definir formalment les unitats litostratigràfiques del Cretaci de la Serralada Ibèrica central i oriental.

### 3.1.2.1. LA FORMACIÓ DE CALCÀRIES DE STA. MAGDALENA DE POLPIS.

Definida informalment per Solé et al. (1974) a les rodalies del poble de Sta. Magdalena de Polpís (Baix Maestrat). Es formada per bancs potents de les calcàries micrítiques beig amb Saccocoma i litístids. Localment presenten passades de macrofauna (braquiòpodes, ...) (fins a 400 m). Oxfordià terminal ? -Kimmeridgià inferior.

### 3.1.2. LA FORMACIÓ DE LES MARGUES DEL MAS D'ASCLA

Definida també informalment per Solé et al. (1974) a la vora del Mas d'Ascla, situat al SE de la Salzedella (Baix Maestrat) (x=930, y=650). Són margues, magocalcàries i calcàries micrítiques amb restes de petits bivalves i algun ammonit (fins a 250 m). Limita inferiorment amb la Fm. de calcàries de Sta. Magdalena de Polpís i ho fa superiorment amb la Fm. de calcàries de Bovalar. Es data com a Kimmeridgià inferior.

### 3.1.2.3. LA FORMACIÓ DE CALCÀRIES DEL BOVALAR.

Definida també informalment per Solé et al. (1974) a l'anticlinal de Bovalar, el qual és tallat per la carretera de Cinctorres al Portell de Morella (els Ports) (fins a 300 m). També al Barranc d'En Carro, a la Salzedella (Baix Maestrat) (més de 450 m). A la primera localitat els 200 m basals són molt dolomititzats, i la resta és formada per una alternança de calcarenites i calcàries micrítiques amb dascicladals i Iberina amb alguns trams de lumaquelles d'ostrèids. A la Salzedella, la dolomitització es redueix a uns 50 m, només, a la base de la formació, la qual presenta intercalacions

margoses més abundants a la part superior i els trams calcarenítics més prims. Aquesta unitat es troba sempre per sobre de la Fm. de calcàries de Sta. Magdalena de Polpís, i només al sector de Salzedella ho fa sobre la Fm. de margues del Mas d'Ascla. Superiorment és limitada pels nivells del "Neocomià", amb un contacte que s'interpreta sempre com a disconforme. L'edat d'aquesta unitat seria de Kimmeridgià superior a Portlandià.

#### 3.1.2.4. LA FORMACIÓ DE LES MARGUES DE MOYUELA.

Definida formalment per van Gynkel i Mekel (1976) uns 14 km al NW de Muniesa. Es formada per margues clares que alternen amb calcàries margoses, separades per interbancs també margosos, estratificades amb bancs que van de centímetres a decímetres (fins a 100 m). A la localitat tipus aquesta unitat pot ser dividida en tres trams, l'inferior de margues virolades (15-20 m), el mitjà format per una alternança de calcàries argiloses i margues (25-30 m) i el superior per calcàries lleugerament argiloses (20-39 m). La fauna no és que sigui molt rica però els trams més margosos tenen: mol·luscs, ammonits i alguns nautiloideus, alguns fragments d'equínids i també braquiòpodes. Entre els ammonits s'hi troben alguns Perisphinctes. Aquesta formació es data tan sols com a Juràssic superior, sense fer cap més precisió de la seva edat. Personalment crec que pot ser Kimmeridgiana inferior i fins i tot Oxfordiana superior, i equivaldria a la Fm. de les calcàries de Sta. Magdalena de Polpís i a la Fm. de les margues del Mas d'Ascla, ambdues a la conca del Maestrat.



### 3.1.2.5. LA FORMACIÓ DE LES CALCÀRIES DE MORTERO.

Definida, igual que la unitat anterior, de manera formal per van Gynkel i Mekel (1976) al barranc del Mortero al N d'Alacón, on les calcàries de Mortero formen la cinglera superior de la vall. Es formada per calcàries massisses, biohermals que poden estar parcialment recristal·litzades. Normalment contenen abundants gasteròpodes, coralls, estromatopòrids, esponges i algues, solenoporàcies o oncòlits. Pot ser dividida, aquesta formació, en tres membres, que de sostre a base serien: 3) Calcàries ben estratificades en capes decimètriques, amb abundants gasteròpodes de gran talla a la part superior; 2) calcàries massisses pisolítiques i oolítiques, i 1) calcàries micrítiques i margues bies a la part superior. Tota la formació pot arribar als 70 m. A la regió on va ser definida limita inferiorment amb la Fm. de les margues de Moyuela i per sobre els materials del grup d'Oliete, concretament amb la Fm. de les Parras. Sense cap més tipus de precisió l'edat d'aquesta unitat es dona com a Juràssic superior. Tampoc es dona cap equivalència, però per les seves característiques litològiques, estratigràfiques i paleontològiques pot ser perfectament correlacionable amb la Fm. de les calcàries de Bovalar, dels geòlegs d'ENPASA, a la conca del Maestrat.

### 3.1.2.6. LA FORMACIÓ DE CALCÀRIES AMB ESPONGES DE IATOVA.

Aquesta unitat fou definida formalment per Gómez (1975) al sector llevantí de la branca castellana de la Serralada Ibèrica. Més tard Giner (1980) identifica i reconeix aquesta unitat a la zona d'enllaç Catalànids-Serralada Ibèrica i al Sud de la Serralada Costanera Catalana. De fet, Gómez (1979) la va definir com un Membre de la Fm. de les calcàries de Xelva. Però el fet d'estar limitada basalment per una important discontinuïtat, com és el cas de

l'òblit ferruginós inferior del trànsit Cal. lovià-Oxfordià, va fer que, tant Giner (1980) com Canerot (1984), hagin augmentat el rang d'aquesta unitat al de Formació, independitzant-la de la Fm. de Xelva. Es constituïda per calcàries micrítiques i bioclàstiques amb predomini dels restes d'espongiaris i també conté ammonits, belemmits i abundants foraminífers (fins a 20 m). Se li dona una edat d'Oxfordià mitjà.

#### 3.1.2.7. LA FORMACIÓ DE COLL DEL VIDRE.

Definida de manera informal per Giner (1980), prop del Coll de Vidre, en el barranc que des del Coll va en direcció a Vistabella, prop de la carretera que va de l'Atzeneta a Vistabella. Es formada per dos trams. El basal són bretxes calcàreo-dolomítiques i el superior és format per dolomies, finament estratificades, a la base, que cap a sostre passen a nivells més bioclàstics que alternen amb argiles groguenques. Aquesta unitat es disposa sempre sobre les lutites del Keuper. Només ha estat reconeguda a l'àrea de la localitat tipus. L'edat fóra d'Oxfordià mitjà-superior ?, i correspondria a un equivalent lateral de la Fm. de Calcàries amb esponges de Iátova.

#### 3.1.2.8. LA FORMACIÓ DE LES MARGUES DE SOT DE XERA.

Unitat definida formalment per Gómez (1979) al sector llevantí de la branca castellana de la Serralada Ibèrica, i més tard identificada i reconeguda al "Maestrat" i Catalànids per Giner (1980), principalment a la zona d'enllaç. Són margues de tonalitats blau fosques, amb intercalacions detrítiques sorrenques i també de calcàries. Per alteració posterior poden donar colors més vius, blancs o groguencs, beig o inclús vermellosos. Poden

presentar trams fullats i a sòstre de la unitat solen estar ben estratificades. La fauna no es molt freqüent, i sovint es presenta pirititzada quan hi és: braquiòpodes, alguns coralls, espongiaris i ammonits (de 15-30 m). El limit inferior d'aquesta unitat són sempre les calcàries de la Fm. de Iàtova i el superior la Fm. de Calcàries de Polpís. Aquesta formació equivaldria a la part inferior de la Fm. de marques de Moyuela (Van Gynkel i Mekel, 1976) i passaria lateral i verticalment a la Fm. de les calcàries de Sta. Magdalena de Polpís de Solé et al. (1974).

### 3.1.2.9. LA FORMACIÓ DE LA RITMITA CALCÀRIA DE LA LORIGUILLA.

Definida formalment per Gómez (1979) al sector llevantí de la branca castellana de la Serralada Ibèrica, i més tard identificada i reconeguda a l'àrea d'estudi per Giner (1980). Es constituïda per una successió rítmica de calcàries micrítiques en capes de centimètriques a decimètriques, amb interestrats margosos d'ordre centimètric. A l'àrea tipus i a les zones marginals de la conca, pot presentar intercalacions gresoses, amb força biotita, que poden ser importants, així com també les restes carbonoses de vegetals. Aquestes intercalacions detrítiques no hi són mai a l'àrea del "Maestrat" (fins a 200 m). La fauna és bastant escassa, s'hi han reconegut ammonits, belemnits, petits bivalves i alguns foraminífers. Aquesta unitat seria totalment equivalent a la Fm. de calcàries de Sta. Magdalena de Polpís de Solé et al. (1974) i podria equivaler a la part superior de la Fm. Moyuela de Van Gynkel i Mekel (1976). Un detall a tenir en compte és que la potència donada per Giner (1980) és la meitat de la mesurada pels geòlegs d'EMPASA (Solé et al., 1974) per la formació equivalent de les calcàries de Sta. Magdalena de Polpís.

### 3.1.2.10. LA FORMACIÓ DE CALCÀRIES DE LA SERRA D'ESPAREGUERA.

Definida informalment per Giner (1980) a la Serra de l'Espareguera, al tall que hi ha al camí que hi puja des del Mas de Paulo fins a la cota topogràfica 1082, al SW d'Albocàsser (Alt Maestrat). Des del punt de vista litològic s'hi poden distingir dos trams. El tram inferior, és format per calcàries micrítiques amb abundants ammonits i nivells d'intraclastos, mentre que el superior són calcàries, també micrítiques, però ben estratificades en capes d'ordre centimètric o decimètric, les quals en alguns casos poden presentar laminació paral·lela milimètrica, molt homogènia i constant (fins a 280 m). L'edat que el seu autor proposa per aquesta unitat és l'Oxfordià superior-Kimmeridgià mitjà. Al meu entendre aquesta unitat és totalment equivalent a la Fm. de les calcàries de Sta. Magdalena de Polpís de Solé et al. (1974) i a la Fm. de la ritmita de La Loriguilla de Gómez (1979) identificada per Giner (1980) a l'àrea d'estudi. Encara que al tall de la Serra de l'Espareguera no s'hi hagin trobat ammonits, la correlació litològica amb altres seccions i el contingut fòssil confirmen la meua atribució i les equivalències amb les formacions que proposo.

### 3.1.2.11. LA FORMACIÓ DE DOLOMIES DEL MORROT BLANC.

Unitat definida formalment per Giner (1980). La secció tipus es troba a la Serra d'Espareguera, concretament al vessant del Morrot Blanc (cota 950). Es formada per dolomies negres de gra gros, de textura sucrosa. A l'escala de l'aflorament sembla que la base és molt irregular, mentre que el sostre dona la sensació de ser horitzontal, amb intercalacions de passades fines de dol-parites rogenques. El límit inferior d'aquesta unitat és, a la localitat tipus, la Fm. de calcàries de la Serra d'Espareguera ja esmentada. A la Serra

d'En Canes o a les Talaies d'Alcalà, el límit inferior és la Fm. de calcàries de Sta. Magdalena de Polpís que, com ja he dit, fóra l'equivalent de la Fm. d'Espareguera. El límit superior, a la localitat tipus, són la Fm. de les calcàries de Cinctorres de Giner (1980) d'edat kimmeridgiana superior-portlandiana i potser berriasiana?. Aquestes dolomies constitueixen un nivell força constant que sol trobar-se sempre, al límit Kimmeridgià inferior-superior, més o menys desenvolupat. De vegades pot arribar a dolomititzar-se un bon tros o tota la unitat suprajacent, donant lloc a importants masses dolomítiques.

### 3.1.2.12. LA FORMACION DE CALCÀRIES AMB ONCOLITS DE FIGUEROLES.

Definida formalment per Gómez (1979) al sector valencià de la branca castellana de la Serralada Ibèrica i posteriorment identificada a l'àrea estudiada per Giner (1980). Es formada per una alternança de calcàries micrítiques, calcàries oolítiques i bioclàstiques, generalment ben estratificades (fins a 70 m). La fauna pot estar formada per coralls, estromatopòrids, algues calcàries, esponges, fragments d'equinoderms, mol·luscs i foraminífers bentònics. El límit inferior d'aquesta unitat fóra la Fm. de calcàries de La Loriguilla (la ritmita) o la seva equivalent de la Fm. de calcàries de Sta. Magdalena de Polpís a la conca del Maestrat. La Fm. de Figueroles, equivaldria a la Fm. de les calcàries de Bovalar de Solé et al. (1974) a la zona del "Maestrat", i l'edat seria també la mateixa, es dir Kimmeridgià superior-Portlandià i potser Berriasià?.

### 3.1.2.13. LA FORMACIÓ DE CALCÀRIES DE CINCTORRES.

Definida informalment per Giner (1980) a l'anticlinal de Bovalar, el qual es tallat per la carretera local de Cinctorres a l'Anglesola (Baix Aragó). Es formada per dos trams, l'inferior són calcàries micrítiques, parcialment dolomititzades, sovint als tubs de les bioturbacions. Aquestes calcàries aternen amb nivells primers de margues dolomítiques. El tram superior és constituït per calcàries micrítiques i oncolítiques ben estratificades, les quals s'alternen amb nivells margosos. Cap al sostre de la unitat s'observen entrades sorrenques, i es passa sense discontinuïtat aparent als dipòsits del Cretaci inferior. El límit inferior d'aquesta unitat serien les calcarenites de la Fm. de calcàries amb oncòlits de Figueroles. Giner (1980) dona una edat del Kimmeritgià superior-Portlandià a aquesta unitat, en base a les dades publicades per Felgueroso i Ramírez del Pozo (1971), els quals també treballaren el tall de l'anticlinal de Bovalar. A l'actualitat, he pogut comprovar com tota aquesta unitat és d'edat cretàica inferior, i més concretament barremiana, de la Fm. de margues de Mirambell (vegi's 3.2.7).

### 3.1.2.14. EL GRUP DE MORELLA.

Amb motiu de la celebració del II Col·loqui d'Estratigrafia i Paleogeografia del Cretaci d'Espanya, organitzat a la ciutat d'Albacete l'any 1982 pel grup Espanyol de treball del Mesozoic, es va publicar una monografia de síntesi del Cretaci d'Espanya. Un dels objectius principals d'aquest llibre va ser la definició d'unitats estratigràfiques formals, de les quals en forma part el Grup de Morella i totes les seves formacions. Jo vaig formar part de l'equip que va treballar a la zona denominada: Serralada Ibèrica-Maestrat on,

a part del Grup esmentat, es van definir els grups d'Aliàga i de Joa (vegi's <sup>S</sup> 3.1.2.15 i 3.1.2.16), Canerot et al. (1982).

El grup de Morella es compon d'onze (11) formacions que abasten l'interval Berriasià-Albià, de les quals s'en fa tot seguit una síntesi.

#### 3.1.2.14.1. La Formació de Calcàries de Vallivana

Definida formalment per Canerot et al. (1982) a la secció del Coll de Querol, de la carretera de Morella a Vinaròs, als voltants del punt quilomètric 7 (fins a 250 m). Es divideix en tres membres, els quals es descriuen tot seguit de base a soŕtre: 1) Mb. de calcàries i margues de Catí. Equival a les capes de Feurtillà de Canerot (1974), és format per calcàries grises i massisses, calcarenítiques o bioclàstiques, en bancs mètrics, a les quals segueixen una alternança de margues verdes, amb ostràcodes i carofícies, i calcàries micrítiques amb foraminífers bentònics (fins a 100 m). 2) Mb. de Calcàries de la Salzadella. Equival a les calcàries amb Valdanchella de Canerot (1974). Són calcàries grises, massisses micrítiques o calcarenítiques i bioclàstiques (fins a 50 m). 3) Mb. de Calcàries del Turmell. Equival a la unitat de calcàries de carofícies de Canerot (1974). Són formades per calcàries de color grises clares, massisses, bastant micrítiques, amb intraclàstos i porositat fenestral (fins a 50 m). La Fm. de calcàries de Vallivana és limitada inferiorment per les calcàries del Portlandià amb Anchisphirocyclina, mentre que superiorment ho fa amb una discontinuïtat que la separa de la Fm. suprajacent de calcàries i margues del Mas de Querol. L'edat d'aquesta formació compren des del Berriasià fins al Valanginià no terminal (fig. 3.3), i equivaldria a la part inferior del Wealdià de Hahne (1930).

#### 3.1.2.14.2. La Formació de Calcàries i Margues del Mas de Querol

Definida formalment per Canerot et al. (1982), al km 8 de la carretera de Vinaròs a Morella, a la vora del Mas de Querol. A la sèrie tipus és formada per seqüències binàries de margues-calcàries o ternàries de margues-margocalcàries-calcàries, estratocreixents, i que poden estar separades per discontinuïtats menors. Les passades calcàries poden ser bioclàstiques o oolítiques (fins a 100 m). Aquesta unitat limita a la base amb la formació esmentada, i superiorment passa lateral i verticalment a la Fm. de calcàries i margues d'Ares del Maestrat (fig. 3.3). Lateralment, cap a l'Est, passa a la Fm. de Margues de Mirambell. La Fm. de margues del Mas de Querol es data com hauteriviana, en base a suposar que passa lateralment a les margues de Toxaster de St. Mateu, ben datades com hauterivianes per ammonits. Actualment he pogut comprovar que això no es pas cert (vegi's 3.2.6). La unitat del Mas de Querol equivaldria a una part del Wealdià de Hahne (1930) i d'Ashauer i Teichmüller (1935), també a les margues de Toxaster de Canerot (1974) i a les capes amb Paracoskinolina querolensis de Canerot i Cugny (1980-81).

#### 3.1.2.14.3. La Formació de Margues de Mirambell

Igual que totes les del grup de Morella, va ser definida formalment per Canerot et al (1982), a la vall del riu Cantavella (Baix Aragó), prop de la Casa de la Granja. Es constituïda per dues seqüències ternàries i positives, amb el terme inferior de gresos o conglomerats, amb estratificació encreuada. El terme intermedi són margues, més o menys sorrenques, de tonalitats verdoses i que poden tenir intercalacions de calcàries margoses o de sorres. Finalment, el terme superior és format per calcàries amb fóraminífers bentònics i



dasicladals. Aquesta formació limita inferiorment amb l'esmentada anteriorment, de les calcàries de Vallivana, superiorment passaria, lateral i verticalment, a la Fm. de calcàries i margues d'Ares del Maestrat (fig. 3.3). Els autors de la unitat l'hi atribueixen una edat hauteriviana-barremiana inferior. La Fm. de Mirambell correspon a les capes de Mirambell de Hahne (1930) i de Canerot (1974).

#### 3.1.2.14.4. La Formació de Calcàries i Margues d'Ares del Maestrat

Definida formalment per Canerot et al. (1982) al vessant Est de la Mola de la Vila, a Ares del Maestrat (Alt Maestrat). Es formada per margues, verdoses o beig i calcàries bioclàstiques, sovint oolítiques, les quals solen organitzar-se en seqüències binàries estratocreixents de margues-calcàries i de somerització (fins a 100 m). Aquesta formació es disposa sobre les formacions de les margues de Mirambell i del Mas de Querol, a les quals passa lateral i verticalment. Superiorment és limitada per les formacions de les Argiles de Morella i de les Margues de Cervera del Maestrat (Fig. 3.3). L'edat proposada per a aquesta unitat ha estat la barremiana. La formació de Calcàries i margues d'Ares del Maestrat correspondria a la part inferior de l'Urgo-Aptià de Hahne (1930) i al conjunt de calcàries i margues amb Choffatella i dasicladals i les calcàries amb orbitolínids primitius de Canerot (1974).

#### 3.1.2.14.5. La Formació de margues de Cervera del Maestrat

Unitat litostratigràfica definida, com totes les del Grup de Morella, formalment per Canerot et al. (1982). La localitat tipus és a l'indret de La

Lloba, al NE del poble de Cervera del Maestrat (Baix Maestrat). Són margues arenoses, amb molta mica, que poden tenir intercalacions de calcàries sorrenques i lumaquèl·liques (fins a 20 m). Aquesta unitat limita inferiorment amb la formació ja esmentada de les calcàries i margues d'Ares del Maestrat, i superiorment ho fa amb la formació de Calcàries i margues de Xert. Cap al Nord, la formació de les margues de Cervera passa lateralment a la formació de les argiles de Morella (Fig. 3.3). L'edat de la formació de Cervera és de Barremià terminal-Aptià basal. Aquesta unitat correspon a les margues de Cervera del Maestrat de Canerot (1974).

#### 3.1.2.14.6. La Formació d'argiles de Morella

Unitat definida formalment per Canerot et al. (1982) a la Carretera de <sup>n</sup>~~Cicatops~~<sup>rr</sup>, 4 km al SW de Morella (els Ports). Es formada per lutites molt argiloses de tonalitats vermelles i virolades, amb intercalacions de cossos sorrencs acanalats, els quals poden presentar estratificació encreuada (fins a 80 m). Aquesta unitat limita inferiorment amb la ja esmentada de calcàries i margues d'Ares del Maestrat, mentre que superiorment és limitada per la formació de calcàries i margues de Xert. Lateralment passa a la formació de les margues de Cervera del Maestrat (Fig. 3.3.). Aquesta unitat equival a les "Capes de Morella" de Hahne (1930) i a les capes roges de Morella de Marie (1964) i de Canerot (1974).

### 3.1.2.14.7. La Formació de Calcàries i margues de Xert

Unitat definida formalment per Canerot et al. (1982) a la Mola de Xert (Baix Maestrat). Són formades per una alternança de calcàries i margues, amb tonalitats que van de beig a marronoses. Les calcàries passen a ser bastant sorrenques, a la base, a més bioclàstiques i calcarenítiques cap a la part superior de la formació (fins a 60 m). El contingut fòssil és important: algues calcàries, equínids, foraminífers bentònics, entre el quals cal destacar a les orbitolines (Palorbitolina lenticularis). Aquesta unitat limita inferiorment amb les formacions detrítiques ja esmentades de les argiles de Morella i les margues de Cervera del Maestrat, mentre que superiorment ho fa amb la formació de les margues del Forcall. Però aquesta unitat margosa no té una distribució uniforme, tal i com es suposa a Canerot et al. (1982), i per tant, el límit superior pot ser també la formació de les calcàries de Villarroya. La unitat de Xert ha estat datada com del Bedoulià inferior, i equivaldria a les calcàries i margues amb Palorbitolina lenticularis de Canerot (1974).

### 3.1.2.14.8. La Formació de Margues del Forcall

Unitat definida formalment per Canerot et al. (1982) a Morella la Vella (els Ports). Des del punt de vista litològic, a la regió de Morella i de Xert s'hi poden distingir tres membres: 1) Mb. de Margues inferiors, o Margues de Cap de Vinyet, són margues i margocalcàries beig molt riques paleontològicament en mol·luscs, ammonits, coralls, braquiòpodes, ... (fins a 20 m); 2) Mb. de Calcàries intermèdies, o de la Barra de Morella, constituït per bancs mètrics de calcàries majoritàriament bioclàstiques beig, formant una unitat molt característica del paisatge, dins dels nivells margosos. Es la

barra calcària sobre la qual està edificada la muralla de la ciutat de Morella; 3) Mb. de Margues superiors, o Margues de Morella la Vella, més homogènies i argiloses que les del Mb. inferior. Molt riques en ammonits a la localitat tipus (fis a 50 m). La formació margosa del Forcall és limitada <sup>mitj</sup>superiorment per la Fm. de calcàries i margues de Xert, i superiorment amb la Fm. de calcàries de Villarroya. Aquesta unitat no té una distribució contínua ni uniforme, així pot observar-se com desapareix sempre a les zones marginals de les conques o de les cubetes sedimentàries. Equivaldria a la Fm. de Margues i calcàries de la Cala de l'Aliga a la cubeta del Perelló (Robles, 1982), si més no, dels trams inferiors amb fauna marina oberta i hemipelàgica. També fóra equivalent de les anomenades Margues de Plicatula per Canerot (1974) i altres autors.

#### 3.1.2.14.9. La Formació de Calcàries de Villarroya de los Pinares

Definida formalment per Canerot et al. (1982) a la carretera de Miravete, al N de Villarroya de los Pinares (Baix Aragó). Són essencialment formades per calcàries, grises o beig, bioclastico-polítiques o micrítiques, amb intercalacions de margues i margocalcàries. A la localitat tipus pot arribar a 50 m. Es una unitat amb una gran capacitat d'expansió, en probable relació directa amb l'alt grau de producció de carbonat dels components esquelètics: algues calcàries, orbitolines (O. texana), rudistes (requiènids, caprotínids, ...), coralls, ... Al sector d'Orpesa (la Plana Alta), aquesta formació pot abastar més de 500 m de gruixària. La presència d'Orbitolina texana i Acanthoplites bergeroni, a la localitat tipus, permet una datació d'Aptià superior. Aquesta unitat de Villarroya és equivalent, en part, a les calcàries amb Chama de Coquand (1965), i del Tenencià de Landerer (1874), definit a la Tiniença de Benifassà. També equivaldria a les calcàries de Toucasia de Fallot

i Bataller (1927) i a l'Urigo-Aptià de Hahne (1930). Canerot (1974) a la seva Tesi, les va anomenar: Calcàries de Toucàsia i Mesorbitolina. Finalment, als Catalànids seria equivalent a la part superior de la Fm. margues i calcàries de la Cala de l'Aliga (Robles, 1982). El límit inferior d'aquesta unitat és, al centre de les conques, la Fm. de margues del Forcall, però a les vores s'instal·la directament sobre la formació de calcàries i margues de Xert subjacent. Mentre que la unitat suprajacent sol ser la Fm. de Benassal, però en sectors marginals de les conques hi pot faltar, i aleshores les calcàries de la Fm. Villarroya són recobertes directament per les argiles vermelles amb lignits d'Escucha.

#### 3.1.2.14.10. La Formació de Calcàries de Benassal

Definida també de manera formal per Canerot et al. (1982) al tall de l'ermita de St. Cristòfol que es troba al S de Benassal (Alt Maestrat). Es formada per calcàries, grises, beig o vermelloses, amb estratificació decimètrica a mètrica fins a 100 m. S'alternen, a la part baixa, les passades més micrítiques amb les calcarenítiques, mentre que cap a la meitat superior, i fins el sostre, la unitat es va carregant de margues progressivament. El límit inferior sol ser normalment la unitat de calcàries de Villarroya i el superior la formació d'Argiles i lignits de Traiguera. La presència d'Orbitolina texana i de Simplorbitolina manasi indica una edat d'Albià inferior. Aquesta unitat es correspon parcialment amb les "capes grises" de Marie (1964) i també de Marin i Sornay (1971). Equival igualment a les capes roges de Benassal i a les capes de melobesies de Canerot (1974). Als Catalànids el seu equivalent no ha estat mai descrit fins ara.

### 3.1.2.14.11. La Formació de Gresos del Maestrat

Unitat definida per Canerot et al. (1982) a la pedrera de les Coves de Vinromà (la Plana Alta), avui abandonada i utilitzada com a pista de moto-cross. Es formada per argiles vermelles, llimoses amb intercalacions de calcàries sorrenques i bioclàstiques. També hi ha passades de gressos acanalats amb estratificació encreuada (fins a 20 m). Aquesta unitat és molt expansiva i reposa indistintament tant sobre la Fm. de Villarroya com la Fm. de Benassal. Els seu limit superior és sempre una importan discontinuïtat, que la posa en contacte amb la Fm. d'Arenes d'Utrillas. Canerot et al. (1982) consideren que la Fm. d'Utrillas no hi és a la zona oriental de la conca del Maestrat, amb la qual cosa i són totalment en desacord (vegi's 3.2.12). Els gresos del Maestrat correspondrien a l'interval Albià inferior-mitjà. Aquesta unitat va ser citada per primer cop per Canerot i Souquet (1972) i més tard definida informalment per Canerot (1974). Aquesta unitat de gresos del Maestrat seria l'equivalent lateral de la Fm. de Lignits d'Escucha de les àrees més occidentals.

### 3.1.2.15. EL GRUP D'ALIAGA.

La definició d'un grup amb el nom d'Aliaga va ser feta per primera vegada per van Ginkel i Mekel (1976) de la I.T.C. holandesa, amb els seus estudis geològics a la zona de Monie<sup>S</sup>ga, Oliete i Montalbán. Per aquests autors el Grup d'Aliaga inclou tres formacions, les quals, de base a sostre serien: 1) Fm. de les Parras, 2) Fm. de Calcàries de Palomar i 3) Fm. de Gresos d'Utrillas (vegi's 3.1.2.15.4 i 5). Aquests autors dins de la seva Fm. de Gresos d'Utrillas hi inclouen la Fm. de Lignits d'Escucha i la Fm. d'Arenes d'Utrillas, definides per Aguilar et al. (1971) i Cervera et al. (1976). Més

tard, Canerot et al. (1982) conserven el nom d'aquest grup al definir formalment les unitats del Cretaci a la Cubeta de Penyagolosa-Aliaga o de Mora de Rubielos, i el divideixen en nou formacions, sense incloure la Fm. Arenes d'Utrillas, que de base a sostre són: 1) Fm. de Gresos de Mora, 2) Fm. de Gresos de Camarillas, 3) Fm. de Calcàries i margues d'Ares del Maestrat, 4) Fm. d'Argiles de Morella, 5) Fm. de Calcàries i margues de Xert, 6) Fm. de Margues de Forcall, 7) Fm. Calcàries de Villarroya de los Pinares, 8) Fm. de Calcàries de Benassal i 9) Fm. de Lignits d'Escucha. D'aquestes unitats, només se'n fa tot seguit un resum d'aquelles que no havien estat descrites anteriorment, en el grup de Morella, a la Conca del Maestrat (Fig. 3.4).

### 3.1.2.15.1. La Formació de les Parras de Martín

Definida formalment per van Ginkel i Mekel (1976) prop del poble de les Parras de Martín (Baix Aragó), situat uns 3,5 km al W d'Utrillas. Es formada per margues, calcàries i terrígens siliciclàstics. Les margues són de colors rogencs i tenen intercalacions sorrenques de gresos blancs o bruns amb estratificació encreuada. També poden presentar passades de conglomerats o de calcàries margoses clares amb carofícies, ostràcodes, petits gasteròpodes i bivalves i inclús alguna resta de vertebrat (rèptils). Aquesta formació mostra importants diferències litològiques segons els diversos sectors de la regió, però malgrat tot queda ben definida per la seva disposició en ambients transicionals i de mars d'aigües somes. El seu límit inferior és una discontinuïtat sobre materials del grup d'Oliete, la qual marcaria la disconformitat entre el Juràssic i el Cretaci inferior. El sostre ve representat per la Formació suprajacent de Calcàries de Palomar, cap a la qual mostra una transició gradual. Al S de Miravete s'han mesurat fins a 600 m d'aquesta unitat. Es data dins d'un marge ampli de Cretaci inferior, sense concretar més.

### 3.1.2.15.2. La Formació de Calcàries de Palomar.

Definida igualment de manera formal per van Ginkel i Mekel (1976) als voltants de Palomar de Arroyos (Baix Aragó). Es formada per una alternança de calcàries i margues sovint riques en fòssils. Al sector N de la localitat tipus aquesta unitat es presenta amb calcàries ferruginoses i rica en gasteròpodes i bivalves (Trigonia), mentre que al S de la localitat, canvia a tonalitats grises i conté nivells amb abundants restes de rudistes (Toucasia) i equínids. Les orbitolines hi són sempre presents a tots els sectors. També



pot contenir ammonits, braquiòpodes, coralls, foraminífers bentònics, ... El seu límit inferior és la disconformitat a la base de la Fm. d'Utrillas. De l'edat es diu únicament que pertany al Cretaci inferior.

### 3.1.2.15.3. La Formació de Gresos de Mora de Rubielos.

Unitat definida formalment per Canerot et al. (1982) a la Rambla de la Fuente de Mora, al W de les Barrachines (Baix Aragó). Es formada per un complex de color fosc, gris o blanc constituït per argiles quarzoses i micàcies, llims i sorres fines, el qual pot incloure algunes passades de conglomerats a la base. Aquest complex litològic (fins a 150 m) reposa directament sobre les argiles rosades o calcàries micrítiques del Juràssic superior (Portlandià) de manera disconforme. Localment, un conglomerat rogenc que incorpora elements remoguts d'aquest substracte portlandià pot presentar-se senyalant la base de la formació. La Fm. de Mora presenta una extensió reduïda i s'atascona rapidament cap el N (El Castellar) com cap el S (Montanejos). Al sector de la Iglesiasuela es produiria el pas lateral cap a l'Est a la Formació de Vallivana de Canerot et al. (1982) (Fig. 3.4). El límit superior de la formació de Gresos de Mora de Rubielos és una discontinuïtat quan els posa en contacte amb la Fm. de Gresos de Camarillas, segons Canerot et al. (1982). Són atribuïdes al Valangià per criteris únicament geomètrics. Aquesta formació equivaldria a la part superior del Wealdià, d'edat valangiana probable, de Gautier (1971, 1974, 1980) i al Wealdià 1 de Moissenet i Gautier (1971), equivalent del Wealdià G1-5 de Gautier (1970).

#### 3.1.2.15.4. La Formació de Gresos de Camarillas.

Unitat litostratigràfica definida formalment per Canerot et al. (1982) a Aguilar del Alfambra, a la carretera de Camarillas (Baix Aragó). Es formada per dos conjunts litològics succesius. L'inferior (fins a 50 m) és constituït per gresos bruns o rogencs, argiles vinoses o caqui, i calcàries i margues fosques, a la meitat superior de la sèrie, riques en carofícies. El conjunt superior són lutites vermelloses que presenten intercalacions de cossos sorrencs, sovint acanalats amb estratificació encreuada (fins a 300 m). S'hi poden trobar fragments de fusta silicificats o carbonitzats i restes de dinosaures.

Canerot et al. (1982) no deixen massa clara la discontinuïtat que limita inferiorment al conjunt inferior, però sí que ja ho havien deixat ben clar abans Gautier (1970) i Moissenet i Gautier (1971). El conjunt inferior reposa discordant (disconforme) sobre el seu substrat, el qual pot ser indistintament el Portlandià més o menys erosionat o la unitat dels gresos de Mora de Rubielos (= Wealdià 1 de Moissenet i Gautier, 1971). Al S del Castellar (Full 568, Alcalà de la Selva) aquesta discordança és perfectament visible a nivell d'aflorament (Gautier, 1981). El conjunt inferior equivaldria al Wealdià 2 de Moissenet i Gautier (1971) i el conjunt superior al Wealdià 3 dels mateixos autors. També equivaldria a les unitats G1-1 i G1-2a de Gautier (1970).- ,  
Igualment la unitat de Camarillas comprendria les parts baixa i mitjana de la Formació de Parras de can Ginkel i Mekel (1976). Les associacions de carofícies que conté, permeten de datar aquesta formació com de l'Hauterivià-Barre<sup>m</sup>vià inferior.

### 3.1.2.15.5. La Formació de Lignits d'Escucha.

La Formació de Lignits d'Escucha va ser definida per primera vegada per Aguilar, Ramírez del Pozo i Riba (1976). Darrerament Pardo (1979), amb la seva tesi doctoral, precisa àmpliament les seves característiques estratigràfiques i sedimentològiques. L'estrat tipus de la formació es troba al tall del Cabezo de las Eras, al S d'Utrillas i consta de tres membres. El Mb. inferior o Mb 1 és el de Barriada, el Mb. mitjà o Mb 2 és l'anomenat de Regachuelo, del nom del mateix Barranc i el Mb. superior o Mb 3 és el de la Orden, del nom del Arroyo de la Orden. A l'àrea tipus aquesta formació abasta fins a 500 m (Cervera et al. 1976).

- El Mb. inferior a Mb. de la Barriada. Es disconforme en contacte net sobre els materials de la Fm. de Villarroja de los Pinares, i és format per una alternança de capes lutitico-margoses amb intercalacions de lignits. També s'hi intercalen cossos de gresos amb ciment calcàri i de calcàries bioclàstiques sorrenques (fins a 250 m).

- El Mb. intermedi o Mb. de Regachuelo. S'hi passa gradualment des del subjacent, i és format per argiles carbonoses i llimoses sovint laminades amb passades fines de gresos. Prop de la base pot tenir importants intercalacions de lignits (fins a 100 m).

- El Mb. superior o Mb. de la Orden. Es troba en continuïtat sedimentària amb l'infrajacent i es caracteritza per un augment de l'energia del medi de transport, amb l'increment dels cossos arenosos canalitzats i la raresa dels nivells carbonàtics.

Canerot et al. (1982) diuen que la Fm. Escucha només hi és com a tal a la Cubeta d'Aliaga-Penyagolosa (o de Mora de Rubielos). A la conca del Maestrat, segons aquests autors, aquesta formació passaria lateralment a dues unitats diferents: la Fm. de Benassal, a la base i la Fm. Gresos del Maestrat a sobre (Fig. 3.4). Aquesta és una qüestió que es tractarà més endavant (vegi's 3.2.11). L'edat de la Fm. de Lignits d'Escucha se situaria a l'Albià inferior-mitjà. Equival a les capes de Trigonies de Tricalinos (1928) i de Saeftel (1961) i a les capes inferiors d'Utrillas de Hahne (1930).

#### 3.1.2.16. LA FORMACIÓ D'ARENES D'UTRILLAS.

La Formació d'Arenes d'Utrillas va ser, com l'anterior unitat, definida per primera vegada per Aguilar, Ramirez del Pozo i Riba (1971) i redefinida posteriorment per Carrera et al. (1976). La localitat tipus que es proposa a Aguilar et al. (1971) és poc adequada, el vessant N de la Mola de St. Just, ja que està molt cobert. Per això, Pardo (1979) dona els següents perfils tipus: Cabezo del Repollo, al N de Gargallo (Baix Aragó, full 493 d'Oliete), el qual pot adoptar-se com estratotip i la Mola de la Rambla, al E de Potalrubio (Baix Aragó, full 517 d'Argente), que podria constituir un parastratotip.

En el sector de la localitat tipus és formada per materials essencialment arenosos i gresosos, poc compactats i cimentats, de colors blancs o virolats. Poden tenir intercalacions de trams, menys importants, lutífics i inclús de caolí, els quals ha estat explotats en alguns indrets.

Aquests dipòsits s'organitzen en seqüències granodecreixents d'ordre menor que de fet s'integren dins de megaseqüències d'evolució granocrecient

(Pardo, 1979). Als cossos sorrencs s'hi reconeix generalment una evolució vertical d'estructures, amb estratificació encreuada de solc a la base que passa superiorment a laminació encreuada de ripples. A les àrees més NW es desenvolupen trams sorrencs basals amb potents sets d'estratificació encreuada planar (fins a 250 m).

El contacte amb la unitat basal de Lignits d'Escucha és una discontinuïtat, la qual es sol manifestar per una important superfície de disconformitat, on s'hi encaixen el cossos sorrencs de la Fm. d'Utrillas. Cap al sostre de la unitat hi fan l'aparició intercalacions de lutites carbonoses, gresos calcàris i calcarenites brunes, amb abundant bioturbació. Els termes sorrencs presenten estratificació encreuada de baix angle, i ocasionalment amb espina de peix (herring bone). Aquests termes lutítics (fins a 50 m) són la transició a la Fm. de Calcàries de Mosqueruela suprajacent.

Pardo i Villena (1975) interpreten aquesta formació com a transgressiva, i que s'intercal·laria amb un dipositiu sedimentari en onlap, de recobriment expansiu, sobre la discontinuïtat basal. L'evolució vertical, i de NW a SE, ens mostra que es passa succesivament de dipòsits fluvials entrelaçats a meandriformes, per acabar en medis transicionals d'esplanades de marea, platges, aiguamolls i lagoon. Evolució que ens marcaria la transició a la unitat superior de calcàries marines d'aigües somes: la Fm. de Calcàries de Mosqueruela.

La Fm. d'Arenas d'Utrillas cau fora del plantejament d'aquest treball ja que representaria l'inici del cicle sedimentari del Cretaci superior, d'acord amb les idees reflectides en Canerot et al. (1982). Es per aquesta rao que n'he fet una síntesi més ampla, ja que més endavant no se'n fa cap estudi més detallat.

La tendència d'agrupar dins de la Fm. d'Arenes d'Utrillas a les dues formacions detrítiques de l'Albià, es a dir a la Fm. de Lignits d'Escucha i a la Fm. d'Utrillas s.s., en el sentit d'Aguilar et al. (1971) i de Cervera et al. (1976), ha esta molt estesa. Tal és el cas dels autors holandesos de la I.T.C. a l'àrea de Montalbán (van Ginkel i Mekel, 1976), i també de Robles (1982) a l'estudiar el Cretaci dels Catalànids. Així doncs, als Catalànids la Fm. d'Arenes d'Utrillas només seria present a la Serra de Llaberia, mentre que a la resta de les localitats on ha estat citada es tractaria de les lutites lignitoses d'ambients transicionals de la Fm. Escucha (vegi's 3.2.11). Altra cosa és parlar de "fàcies d'Utrillas", com ho fan algunes memòries del mapa 1/50.000 de l'IGME, dins del marc ampli de la fàcies si que hi tindrien cabuda ambdues formacions.

### 3.1.2.17. EL GRUP DE JOSA.

L'àrea d'Oliete es comporta durant la sedimentació del Cretaci inferior com una petita conca o cubeta que té característiques pròpies. Per aquest motiu Caner<sup>o</sup> et al. (1982) hi van definir un Grup amb algunes formacions diferents de les àrees adjacents de la conca del Maestrat o de l'Aliaga-Penyagolosa. Malgrat tot, les afinitats són força importants en ambdues àrees, El grup de Josa (fins a 450 m) comprèn cinc formacions, que van des del Baremià a l'Albià: 1) Fm. de Margues i calcàries de Blesa, 2) Fm. de Calcàries d'Alarcón, 3) Fm. de Margues del Forcall, 4) Fm. de Calcàries d'Oliete i 5) Fm. de Lignits d'Escucha. Tot seguit es comenten breument només aquelles unitats definides únicament a la cubeta d'Oliete.

### 3.1.2.17.1. La Formació de Margues i calcàries de Blesa.

Unitat definida formalment per Canerot et al. (1982), a Blesa (Baix Aragó), sense que hi hagi un estratotip per a tota la unitat secera, sinó que n'hi ha un per a cadascun dels membres que comprèn. La unitat de Blesa es compon de tres membres: 1) Mb. inferior o Mb. d'Argiles del Cabezo Gordo, 2 km al N del poble d'Alarcón, al km 13 de la carretera de Ventas de Muniesa, 2) Mb. intermedi o Mb. de Calcàries ~~del~~ Morenillo, al SW de Blesa i 3) Mb. superior o Mb. de Gresos de Valdejunco, al km 35 de la carretera d'Oliete a Muniesa.

- El Mb. inferior o Mb. d'Argiles de Cabezo Gordo. Es disposa directament sobre les calcàries micrítiques del Kimmeridgià inferior més o menys *mat'llet clat* es. Són a la base argiles ferruginoses i pisolítiques que rebleixen s càrstiques del substrat (fins a 0.5 m). Per sobre segueixen 15 m d'argiles ocres o vermelloses, micàcies amb concrecions de sílex i petites passades de calcàries noduloses amb carofícies.

- El Mb. intermedi o Mb. de Calcàries del Morenillo. Constitueixen la major part de la formació (fins a 50 m) i són formades per una alternança de calcàries, en bancs mètrics, i margues, amb carofícies, ostràcodes i mol.luscs.

- El Mb. superior o Mb. de Gresos de Valdejunco. Forma un complex detrític (15-20 m) argilo-sorrenc, de tons vinosos a violàcis. A la base hi ha 4-5 m de margues verdes i per sobre argiles verdoses amb intercalacions de cossos sorrencs acanalats amb estratificació encreuada. El contingut fòssil és majoritàriament d'ostràcodes i carofícies. El pas vertical a la formació suprajacent de Calcàries d'Alarcón és progressiu. El contingut de la flora de

carofícies fan pensar en una edat barremiana per aquesta unitat. La formació de Margues i calcàries de Blesa equivaldria a les "capes blanques d'Oliete" de Canerot (1974) i a la Fm. de les Parras de van Ginkel i Mekel (1976), i també al Wealdia d'Almela et al. (1977).

### 3.1.2.17.2. La Formació de Calcàries d'Alarcón.

Definida formalment per Canerot et al. (1982) a Alarcón (Baix <sup>Arxó</sup> Maestrat). La secció típica és feta en dos porcions. La primera, uns cent metres al W del poble, al llarg de la carretera de Muniesa a Alarcón. El segon tram és per la carretera d'Alarcón a Oliete, a uns 300 m d'Alarcón. Es formada per una alternança de margues i calcàries, sorrenques o bioclàstiques, o margocalcàries. A la base són encara riques en carofícies, però superiorment es van enriquint en fauna marina formada per: mol·luscs, equínids, foraminífers bentònics (Choffatella, miliolids, lagènids), algues calcàries. Cap al sostre de la unitat apareixen equínids irregulars i Palorbitolina lenticularis. El límit inferior de la unitat és la formació infrajacent de Blesa, mentre que el superior ve marcat per una discontinuïtat, un important fons endurit, que la separa de la formació suprajacent de les Margues del Forcall. La Fm. d'Alarcón equival parcialment a la Fm. de Palomar de van Ginkel i Mekel (1976) (a la part inferior), i també a les calcàries roges inferiors de Canerot et al. (1982).

### 3.1.2.17.3. La Formació de Calcàries d'Oliete.

Aquesta unitat va ser definida com les anteriors amb criteris formals per Canerot et al. (1982) a la carretera de Muniesa a Oliete, entre els punts quilomètrics 30 i 27. La Fm. d'Oliete comprèn tres membres succesius:



- Mb. inferior o Mb. de Calcàries de Cabezo Negro. Es disposen sobre les margues de la Fm. Forcall i sobre elles s'instala la població d'Oliete. Són formades per una alternança de margues, margo-calcàries i calcàries (fins a 30 m), les quals s'organitzen en seqüències de somerització que poden estar limitades per fons endurits ferruginitzats i perforats. La fauna és formada per Palorbitolina lenticularis, algues calcàries (Bouenia, Permocalculus), briozous, mol.luscs i braquiòpodes.

- Mb. intermedi o Mb. de Margues de la Dehesa. Reposen sobre els materials anteriors i subjacents. Són essencialment margues, sobre tot a la base de la sèrie, amb intercalacions de calcàries noduloses. El contingut faunístic s'assembla molt al del membre inferior, amb augment dels foraminífers bentònics lagènids i dels lituòlids (Choffotella, Sabaudia, Daxia), (fins a 15 m).

- Mb. superior o Mb. de Calcàries de los Estancos. Es format per una succeció de margues, margocalcàries i calcàries, al tram basal. El tram superior és més ric en calcàries, algunes amb un contingut elevat de quars. El conjunt fineix amb una superfície ferruginitzada i perforada amb incrustació d'ostreids i cucs, la qual representaria la discontinuïtat que separa a la Fm. d'Oliete de la suprajacent dels Lignits d'Escucha. El contingut paleontològic és molt semblant al dels membres inferior, però hi cal destacar la presència d'Orbitolina parva.

La Fm. de Calcàries d'Oliete pot datar-se com de l'Aptià superior. Correspondria a la part superior de les calcàries de Palomar de van Ginkel i Mekel (1976) i equivaldria a la Fm. de Calcàries de Villarroya de los Pinares de Canerot et al. (1982).

### 3.2. UNITATS LITOSTRATIGRAFQUES I LIMITADES PER DISCONTINUITATS QUE S'UTILITZEN I ES DEFINEIXEN EN AQUEST TREBALL.

Com ja s'ha dit més abans, entre els Catalànids i el sector oriental de la Serralada Ibèrica hi ha una bona continuïtat de les unitats estratigràfiques, especialment pel que fa a les del Juràssic superior i Cretaci inferior, les quals han estat més treballades al constituir la base física d'aquest treball. Per això tractaré d'ara en endavant a tota l'àrea estudiada, de les Serralades costaneres Catalanes i del sector d'enllaç i oriental de la Serralada Ibèrica, com un sol conjunt, amb un registre estratigràfic força homogeni i d'alt grau de correlació general.

La situació de la carcassa estratigràfica de partida, tal i com s'ha vist a l'apartat anterior (vegi's 3.1), resulta força complicada i confusa, principalment pel gran nombre d'unitats estratigràfiques definides, i sovint també pel seu pobre grau de correlació. Un assaig de correlació general i d'equivalència entre totes les unitats estratigràfiques, fins ara definides, és el que vaig intentar fer de bon començament (Fig. 3.5), però val a dir que els resultats van ser molt poc encoratjadors. D'una banda, hi havia un alt grau d'imprecisió en la correlació, i d'altra un nombre massa elevat d'unitats i de noms i més noms. Per aquest cantó calia tractar de buscar, doncs, criteris clars i amples de correlació i també factors simplificadors i d'equivalència, els quals fessin possible l'eliminació de noms. Però amb tot això no s'acabava la problemàtica del capítol estratigràfic, hi havia punts molt foscos, amb molt de "soroll", on la informació estratigràfica de què es disposava era molt feble o molt confusa. Uns d'aquests temes són les anomenades "fàcies purbeck" i les "fàcies weald", de les quals la majoria d'autors en parlen sempre, i que s'han utilitzat una mica com un gran calaix de sastre on s'hi ha fet cabre massa coses. De manera que aquest altre aspecte de la problemàtica

estratigràfica el podríem resumir en: tractar de conèixer quin és i com és el registre estratigràfic del trànsit Juràssic-Cretaci. Concretament, aquest problema es centra entre dos extrems ben datats i amb una informació estratigràfica ben coneguda: el Kimmeridgià inferior i el Barremià superior. Entre aquest dos extrems és on hi ha l'etapa fosca, i ha estat un dels aspectes estratigràfics que més treball m'ha costat. Els esdeveniments d'aquest interval de temps, la crisi de sedimentació marina a totes les conques intracontinentals del marge oriental d'Ibèria, no són un fet aleatori, si no que són relacionats amb fenòmens geodinàmics de tectònica global (vegi's cap. 2), i responen a l'evolució dinàmica de la placa ibèrica.

El procediment seguit per a la obtenció de dades estratigràfiques ha estat el d'aixecar columnes estratigràfiques detallades sobre el terreny. Per portar a terme aquesta tasca es va planificar una xarxa de columnes (Fig. ) que cobrís l'àrea estudiada. La situació dels perfils es va fer en funció de les condicions d'aflorament dels diversos terrenys a estudiar, de manera que en alguns cassos s'han revisat perfils ja clàssics a la literatura geològica de la zona, i en altres, s'han situat talls i seccions nous. Els perfils estratigràfics s'han mesurat sempre amb la tècnica del jacob i s'han utilitzat tres escales de mesura, diferents segons els objectius, sobre el terreny: 1/125, 1/400 i 1/800, amb un total mesurat de més de 20.000 m. Els objectius plantejats en l'aixecament de columnes estratigràfiques van ser: 1) L'obtenció directa de dades estratigràfiques, 2) L'establiment d'unitats estratigràfiques, les seves relacions geomètriques i correlacions, 3) L'obtenció de dades per l'anàlisi de fàcies i de les seves associacions i 4) La determinació de les variacions de gruixària, dels sectors d'alts paleogeogràfics i dels depocentres.

El perfil o sèrie tipus ha estat realitzat al depocentre de la conca del Maestrat. Geogràficament s'inicia a la Serra d'En Canes, a la Salzedella (Baix Maestrat) i segueix pel Barranc de la Font de Seguer, Barranc d'En Carro, Cotes dels Polacos, La Bastida i La Gaita, Ermita de la Mare de Déu dels Angels de St. Mateu (Baix Maestrat), partida de les Artoles i Tossal de Carruana, Les Nogueres, Terra Fort i La Perdiguera, aquests tres últims topònims al terme de Cervera del Maestrat (Baix Maestrat). Totes les localitats citades fins aquí, cauen dins el full 571 (Vinaròs) del Mapa 1/50.000. Des de la cota de la Perdiguera (516), passant pel coll de les Bassoles, la sèrie es continua fins els terrers de Sauló de Traiguera (Baix Maestrat), on són explotades les arenas de la Fm. Utrillas (full 546 d'Uldecona). Aquesta secció abasta una gruixària de més de 4.300 m, amb un registre continu des de l'Oxfordià superior a l'Albià i comprèn un recorregut de més de 20 km (columna 31-22) 4100.

Tota la informació estratigràfica es presenta en forma de columnes reunides en volum a part, el volum III. Una gran part de les columnes va dibuixada en les normes de l'"Instituto Geológico y Minero de España" (IGME). Això és perquè una gran part de les columnes van ser dibuixades per figurar en un projecte de l'IGME: "Estudio geológico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides", del qual vaig realitzar l'estudi estratigràfic i sedimentològic dels materials compresos entre el Valanginià i l'Albià. Malgrat la pèrdua d'informació que representa utilitzar un sistema de representació com el de l'IGME, sobretot pel que fa a qüestions sedimentològiques, no he tomat a redibuixar les sèries, més que per la gran quantitat de temps que això suposava, per la gran despesa econòmica que representa. Si més no, aquestes columnes donen un bon grau d'informació estratigràfica, que és l'objectiu d'aquest capítol. Pels estudis d'anàlisi de fàcies s'utilitza el sistema de representació original que va ser utilitzat en

el seu aixecament sobre el terreny. Aquest està basat en el sistema de representació de columnes de la companyia Shell.

Les dades estratigràfiques simplificades s'han integrat en diversos pannels de correlació d'unitats estratigràfiques que es presenten. Però per arribar aquí, ha calgut primerament adoptar i establir les unitats estratigràfiques que han estat utilitzades, de les quals en parlaré tot seguit.

### 3.2.1 LES UNITATS ESTRATIGRAFQUES EMPRADES.

En la realització dels treballs estratigràfics s'han utilitzat tres tipus d'unitats: 1) Unitats litostratigràfiques, 2) Unitats estratigràfiques limitades per discontinuïtats i 3) Unitats biostratigràfiques. En aquest apartat (3.2) parlaré només de les dues primeres, mentre que les biostratigràfiques són tractades en un apartat especial (vegi's 3.3). L'anàlisi estratigràfica s'ha fet en base a unitats estratigràfiques limitades per discontinuïtats. Aquest procediment m'ha permès d'obtenir una carcassa (framework) estratigràfica de les conques, on aquest tipus d'unitats i les seves discontinuïtats límits formarien una mena de pentagrama que donaria suport i significació a les diverses unitats litostratigràfiques contingudes. Així doncs, l'edifici estratigràfic s'ha constituït amb la combinació de les unitats litostratigràfiques de l'estratigrafia física clàssica, i de les unitats estratigràfiques limitades per discontinuïtats.

Pel que fa a les unitats litostratigràfiques se n'ha fet una selecció i un reagrupament. El principal criteri de selecció que s'ha utilitzat ha estat el grau d'extensió regional, juntament amb la bona definició litològica i la facilitat de reconeixement sobre el terreny. Així doncs, s'ha procedit

d'aquesta manera a l'interval Oxfordià mitjà-Kimmeridgià inferior d'una banda, i a l'altre interval que va del Barremià superior a l'Albià. Però en el cas de l'etapa Kimmeridgià superior-Barremià inferior, al tractar-se de l'"etapa fosca", amb molta menys informació, paradoxalment m'ha calgut definir-ne de noves. En la definició d'aquestes noves unitats litostratigràfiques s'han utilitzat els mateixos criteris de selecció de que parlava més amunt, però a més s'ha procurat sempre de fer el menor nombre possible de formacions i el màxim possible de membres d'una formació, per tal d'evitar definir noves formacions.

#### 3.2.1.1. LES UNITATS ESTRATIGRAFÍQUES LIMITADES PER DISCONTINUITATS.

El reconeixement i definició d'unitats limitades per discontinuïtats no és una cosa nova en Estratigrafia. Encara que ho pugui semblar, perquè darrerament estan més de moda, aquestes unitats tenen una llarga història al seu darrera.

Sloss et al. (1949) són dels primers autors en reconèixer unitats limitades per discontinuïtats, a les quals anomenen "seqüències" i consideren com "unitats operacionals" que comprendrien conjunts d'estrats separats per discontinuïtats marcadores en el registre estratigràfic. Aquestes discontinuïtats, consideren que poden ser traçades i correlades al llarg de grans distàncies, sobre les bases objectives de ruptures litològiques o del contingut faunístic, a la vegada que hi hauria continuïtat en distribució i fàcies dels terrenys transgressius que recobreixen una discontinuïtat. Els mateixos autors afegixen que les seqüències poden ser considerades com unitats de roca que englobarien formacions i grups.

Dos anys més tard, Krumbein i Sloss (1951) defineixen una seqüència com "el registre de roques de un cicle tectònic major" i també diuen que representa un dels més grans ritmes de la història geològica, i generalment abasta a més d'un únic període de temps geològic. En el mateix treball, aquests autors diuen que la seqüència reposa sobre roques més joves amb discontinuïtat, però no fan cap referència específica a la seqüència com una unitat estratigràfica alternativa limitada per discontinuïtats.

Sloss (1963) és el primer en considerar la seqüència com un tipus d'unitat estratigràfica limitada per discontinuïtats. "Les seqüències estratigràfiques són unitats estratigràfiques, cossos de roca de rang més gran que el grup, megagrup, o subgrup, les quals es poden seguir sobre grans àrees d'un continent i són limitades per discontinuïtats d'amplitud interregional". Aquest mateix autor afegeix que "les seqüències cratòniques són unitats de roca definides per discontinuïtats i de gran extensió lateral, encara que finita".

Krumbein i Sloss (1963) amplien la definició de seqüència: "hi ha extenses àrees que són unides per una història tectònica i deposicional comunes, tal com moltes de les àrees interiors d'Amèrica del Nord. En aquestes àrees, la litostratigrafia es marcada per discontinuïtats interregionals significatives, les quals poden ser identificades, tan a nivell d'aflorament com en el subsòl, al llarg de grans distàncies. Les discontinuïtats subdivideixen el registre estratigràfic de les grans àrees continentals en grups d'estrats, els quals poden incloure grups i supergrups en successió vertical, que poden ser reconeguts al llarg d'àrees encara més grans que la de qualsevol dels seus components litostratigràfics formals.

Wheeler (1958, 1959) va estar probablement el primer de reconèixer a les unitats limitades per discontinuïtats com clarament diferents d'altres classes d'unitats estratigràfiques. Wheeler (1958) dona la següent definició: "una seqüència és un conjunt estratigràfic preservat, el qual és separat per discontinuïtats de les roques subjacents i suprajacents". Un any més tard (Wheeler, 1959) diu que una seqüència "no seria una unitat que pertanyeria a les jerarquies o categories de grup, formació o membre, sinó que per la seva pròpia definició i naturalesa fóra independent". Aquest mateix autor recomanava a la "American Commission on Stratigraphic Nomenclator" (Wheeler, 1959) que tingués en compte aquest tipus d'unitats estratigràfiques en una futura edició del còdi estratigràfic americà.

No és fins uns quinze anys més tard que Chang (1975) publicà un treball clàssic sobre les unitats estratigràfiques limitades per discontinuïtats. Aquest autor proposà els nous termes de "Sintema" per les unitats de major rang, i "intertema" per les de menor. Això no obstant, durant aquests anys, encara que no surtin publicacions teòriques sobre les unitats limitades per discontinuïtats, n'hi ha moltes on són utilitzades, com una eina de treball molt eficaç.

Però és fa deu anys, que va publicar-se un treball important en el camp de les unitats limitades per discontinuïtats, es tractà dels treballs de Vail i els seus col.laboradors (Vail et al. 1977) reunits en una memòria de la "American Association of Petroleum Geologist" sobre Estratigrafia Sísmica. Com ja he comentat abans (vegi's cap. 2). Esteban i Robles (1979-82) van ser els primers en aplicar les tècniques d'anàlisi estratigràfica sísmica a casa nostra, amb la utilització d'unitats limitades per discontinuïtats. Amb aquests autors s'obra una nova etapa d'anàlisi estratigràfica, dins de la qual s'emmarcaria el meu treball, iniciat en aquella època del 1982. Vail et al.-



(1977) anomenen "Seqüències deposicionals" a les unitats estratigràfiques limitades per discontinuïtats. El gran impacte i incidència dels treballs de Vail et al. (1977) a casa nostra, ha influït en gran manera perquè el cos teòric proposat per aquests autors s'hagi utilitzat en els treballs d'anàlisi estratigràfica d'aquesta tesi.

Des de 1981 la "International Subcomission of Stratigraphic Classification" (ISSC) de la "IUGS Comission on Stratigraphic", en les seves circulars nùms. 61, 62, 63, 64, 65 i 68 ha manifestat un gran interès per aquest tipus d'unitats estratigràfiques limitades per discontinuïtats. La circular n 68 dedica un apèndix (ISSC, 1985) on es resumeixen els resultats dels qüestionaris i les opinions dels membres de la ISSC entorn de les unitats limitades per discontinuïtats durant més de quatre anys de treball. Aquest apèndix m'ha estat de gran utilitat pel que fa al procediment d'establir formalment aquest tipus d'unitats.

#### 3.2.1.2. LA SEQUÈNCIA DEPOSICIONAL.

D'acord amb Vail et al. (1977) "Una seqüència deposicional és una unitat estratigràfica constituïda per una associació relativament contínua d'estrats genèticament relacionats i limitats, a la base i al sostre, per discontinuïtats o per les seves conformitats relatives".

La seqüència deposicional té significació cronostratigràfica, ja que és depositada durant un determinat interval de temps geològic, limitat per les edats del límits de la seqüència on siguin conformitats. Això no obstant, cal considerar que l'edat dels estrats d'una seqüència deposicional pot diferir d'un lloc a l'altre on els límits siguin discontinuïtats. En una seqüència

deposicional hi ha dos tipus de superfícies cronostratigràfiques: 1) Les discontinuïtats i les seves correlatives conformitats que formen els límits de les seqüències i 2) Les superfícies d'estratificació o límits d'estrats de la seqüència (Vail et al., 1977). En aquest sentit, una seqüència deposicional pot tenir major significació, de cara a la història geològica, que un altra unitat estratigràfica limitada només per superfícies sincròniques, si més no, elegides de forma arbitrària. La seqüència deposicional representa una unitat genètica, la qual és dipositada durant un esdeveniment únic. Mentre que d'altres unitats, escollides arbitràriament, poden abastar dues o més porcions incompletes d'unitats deposicionals i genètiques, i per tant no reflectir la història deposicional. Un "Secron" és l'interval total de temps geològic durant el qual es va depositar una seqüència deposicional (Vail et al., 1977), i cal determinar-lo on els límits d'una seqüència siguin les conformitats correlatives.

La magnitud d'una seqüència deposicional sol anar de desenes a centenars de metres de gruix. Les seqüències deposicionals, com qualsevol unitat estratigràfica limitada per discontinuïtats, poden incloure d'altres tipus d'unitats estratigràfiques, tals com: litostratigràfiques, biostratigràfiques, magnetostratigràfiques, etc. A l'hora de constituir la carcassa estratigràfica s'ha procedit tenint en compte aquesta relació entre unitats litostratigràfiques i seqüències deposicionals. D'aquesta manera s'han definit diverses seqüències deposicionals, amb una o més unitats litostratigràfiques cadascuna. La definició i correlació d'aquestes seqüències s'ha fet només a partir de dades de camp. Com es sabut les seqüències deposicionals poden ser també identificades a partir de seccions sísmiques, ja que els dos tipus de superfícies físiques que són presents en els sediments: les superfícies d'estratificació i les discontinuïtats, són susceptibles de causar reflexions sísmiques sempre i quan hi hagi velocitat o densitat de contrast suficients.

Per contrastar i complementar les dades de camp vaig consultar diversos perfils sísmics de terra fets a la zona del "Maestrat", però val a dir que en van servir de ben poca cosa ja que no s'hi veia pràcticament res significatiu, com reflectors clars de límits de seqüència.

Per tal de definir i correlar seqüències deposicionals, cal definir i traçar els límits de les seqüències, els quals són generalment discontinuïtats. Vail et al. (1977) defineixen la discontinuïtat com una superfície d'erosió o de no deposició que separa estrats més recents de roques més antigues, i representa un hiatus significatiu. Una conformitat és una superfície que separa estrats més recents de roques més antigues, però que no presentat evidències físiques d'erosió o no deposició, i en la qual no hi ha hiatus significatiu. Bates i Jackson (1980) defineixen una discontinuïtat com la relació estructural entre dos estrats que són en contacte caracteritzada per una falta de continuïtat en la deposició, la qual correspon a un període de no deposició, meteorització o erosió (subaèria o subaquàtica) previ a la sedimentació de les capes més joves, i sovint marcat per la falta de paral·lelisme entre els estrats. Finalment Vail et al. (1984) diuen que una discontinuïtat és una superfície que representa una llacuna estratigràfica significativa amb truncament erosiu (subaeri o subaquàtic) i/o exposició subaèria. De manera que les superfícies submarines amb hiatus significatius, però sense evidència d'erosió, no serien discontinuïtats segons aquesta darrera definició. La relació angular amb els estrats infrajacentes es deguda normalment a l'erosió, trencament i basculament de les capes, els quals donen lloc a discordances. Això no obstant, no s'ha de confondre les discordances amb els dispositius de toplap, sovint relacionats amb processos sedimentaris de bypass. La relació angular dels estrats suprajacentes amb una discontinuïtat es causada pel tipus d'acabament lateral d'aquests estrats, el qual pot ser d'onlap (recobriment expansiu) o de dowlap (recobriment retroactiu) (Vail et

al., 1977). Al camp he pogut identificar discordances i toplap de progradació de plataformes de carbonats, a l'escala d'aflorament. Els dispositius d'onlap, en canvi, només són deduïbles a partir de dades cartogràfiques.

Vail et al. (1984) defineix també el concepte de discontinuïtats globals com aquelles que són presents en un o altre punt de totes les conques sedimentàries, relacionades amb un determinat nivell de base del mar en el moment de la sedimentació, les quals poden arribar a ser conformitats en el mateix moment geològic. Així doncs, el concepte de globalitat no implica haver de trobar les mateixes superfícies de discontinuïtat de forma contínua a cada conca. Això vol dir que, mentre una discontinuïtat global pot ser present a les vores d'una conca, hi pot haver també a la mateixa conca àrees extenses on hi hagi conformitat. Les discontinuïtats globals poden ser de tipus 1 (Subaèria i submarina) o de tipus 2 (subaèria).

Les del tipus 1 (subaèria-submarina) es caracteritzen pel desplaçament cap avall de l'onlap costaner, generalment per sota del marge de la plataforma continental. Això produeix exposició subaèria de la plataforma, encaixament de les valls i l'inici d'excavació dels canyons submarins al llarg del marge de plataforma. Els sediments fluvials i els deltes rebleixen les valls, i els ventalls submarins són acumulats al peu dels talusos a les zones profundes de les conques. Les discontinuïtats del tipus 1, es distingeixen per l'erosió subaèria i submarina que comporten i serien formades quan la relació de caiguda eustàtica del nivell del mar fos més gran que l'índex de subsidència del marge de plataforma. Segons Vail et al. (1984) en aquest cas es produiria una caiguda eustàtica ràpida del nivell del mar (fig. 3.7a).

Les discontinuïtats del tipus 2 (subaèries) són caracteritzades pel desplaçament cap avall de l'onlap costaner fins una posició del vorell o del

marge de la plataforma. Amb això, es produeix l'esposició subaèria del vorell o sector més proximal de la plataforma, però no hi ha excavació als canyons submarins. Així doncs, les discontinuïtats del tipus 2 només tenen erosió subaèria, i les seves conformitats submarines equivalents poden ser reconegudes per l'onlap submarí que resultaria del desplaçaments de les àrees deposicionals. Les discontinuïtats del tipus 2 són formades quan la relació de caiguda del nivell eustàtic del mar és menor que l'índex de subsidència del marge de plataforma, però és més gran que la raó de subsidència de la part proximal de la plataforma que queda emergida. Segons Vail et al. (1984) aquest fenomen seria provocat per una caiguda eustàtica lenta del nivell del mar (fig. 3.7a).

Es bàsic considerar que una discontinuïtat té una important significació cronoestratigràfica, ja que les capes de sota són més antigues sempre que les de sobre. Malgrat l'hiatus (deposicional i/o erosiu) associat a tota discontinuïtat, aquesta representa sempre un límit cronoestratigràfic, ja que separa roques de diferents edats i mai és tallada per superfícies cronoestratigràfiques o límits de temps. Això no obstant, moltes línies de temps poden morir al llarg d'una discontinuïtat, però sense que cap d'elles arribi a tallar-la mai. És per totes les raons exposades que les discontinuïtats no poden ser mai diacròniques, encara que poden comprendre intervals variables de temps geològic (Vail et al. 1984).

A més de les discontinuïtats cal tenir en compte les seccions condensades. Les seccions condensades són intervals estratigràfics molt prims, els quals es caracteritzen per índexs deposicionals molt lents (menys de 10mm/1.000 anys), i són generalment associats a superfícies perforades i endurides, com els fons edurits (hard-grounds). Normalment són assenyalats per la presència d'alguns còdols, d'altres per concentracions de glauconita, cen-

dres volcàniques, fosfats o d'alguns minerals radiactius, els quals es relacionen habitualment amb hiatus submarins o amb horitzons de barreges de fauna. Les seccions de condensació es desenvolupen quan la relació de pujada relativa del nivell del mar (eustàtica més subsidència) és significativament més gran que la raó d'acumulació. En seqüències verticals de profunditat creixent (deepening-upwards) la presència d'una secció condensada sol marcar normalment la paleoprofunditat d'aigua més gran. Això no obstant, en conques de subsidències ràpides, com ara és el cas d'algunes etapes de les conques de l'àrea estudiada, la paleoprofunditat d'aigua màxima pot situar-se per sobre de les seccions condensades (vegi's cap. 6).

Els aprofundiments relatius del nivell del mar que causarien les seccions condensades, també causen el desplaçament cap a les vores de la conca de les àrees deposicionals (fig. 3.7a), i donen lloc a transgressions, mentre que a les zones distals i centrals de la conca es produirien les seccions condensades. Es a dir, que els hiatus submarins que són associats a les seccions condensades tendeixen a desaparèixer cap a les àrees més marginals, on s'hi depositen successions conformes de sediments marins somers (Vail et al. 1984). Aquests darrers aspectes de la gènesi, relacions eustàtiques i d'evolució lateral de les seccions condensades, tenen un especial interès a l'hora d'analitzar aquests fenòmens a les conques intracontinentals del vorell oriental d'Ibèria.

L'interval Oxfordià-Albià superior de l'àrea estudiada pot ser dividit en deu seqüències deposicionals, separades per onze discontinuïtats i les seves correlatives conformitats. A més hi han estat identificades sis seccions condensades. Cadascuna d'aquestes discontinuïtats i seccions condensades té unes determinades característiques i correspon a un tipus concret (Fig. 3.8), els quals seran comentats al descriure els límits de cada seqüència

deposicional dins del pròxim apartat, però que són tabulats conjuntament a manera de resum (fig. 3.8), per obtenir una millor visió global i de comparació.

El procediment utilitzat per definir formalment a les seqüències deposicionals és el recomanat per la "International Subcomision on Stratigraphic Classification" de la I.U.G.S. Comision of Stratigraphy a la seva circular n 68 de 1985 (ISSC, 1985). Aquest organisme recomana establir, descriure i estendre les unitats estratigràfiques limitades per discontinuïtats segons el procediment recomanat per la Guia Estratigràfica Internacional. Amb tot, és precís destacar i concretar la naturalesa, posició i característiques de les discontinuïtats límits. Així, la formalització de cada seqüència deposicional es fa en base a les següents dades: 1) Nom, 2) Antecedents històrics, 3) Definició general i límits, 4) Estratotip i altres seccions de referència, 5) Descripció de la unitat i dels límits i estratotips i d'altres seccions de referència, 6) Aspectes regionals, 7) Gènesi, 8) Edat geològica i correlació amb altres unitats, i 9) Referències bibliogràfiques.

Però, també ha calgut definir noves unitats litostratigràfiques, les quals queden enquadrades dins de les diverses seqüències deposicionals que les engloben. El procediment per definir aquestes unitats ha estat exactament el recomanat per la Guia Estratigràfica Internacional. En el cas de les unitats litostratigràfiques es poden donar diverses situacions: 1) Unitats litostratigràfiques definides formalment a l'àrea d'estudi que s'han eliminat per impropedències diverses que es justifiquen en cada cas, 2) Unitats litostratigràfiques definides formalment a altres àrees diferents de la d'estudi i que van ser-hi esteses sense definir cap hipostratotip o secció de referència, el qual es designa i descriu aquí, 3) Unitats litostratigràfiques definides a l'àrea d'estudi de forma informal i que he cregut necessari

utilitzar i definir formalment, 4) Unitats litostratigràfiques definides formalment anteriorment i que s'utilitzen sense cap més modificació que la de donar un lectostratotip, ja que es considera inadequat l'estratotip original, 5) Unitats litostratigràfiques definides amb anterioritat i que s'utilitzen sense cap tipus de modificació i 6) Unitats litostratigràfiques definides anteriorment que són canviades de rang aquí. Tant sols en aquells casos en què hi calguin algunes de les modificacions descrites, es tractarà concretament a la unitat litostratigràfica involucrada. Quan les unitats s'utilitzen sense cap tipus de modificació, no se'n fa cap tipus de comentari, a part de la seva referència.

### 3.2.2. LA SEQUENCIA DEPOSITIONAL D'EJULVE, J3.1 (OXFORDIA).

1) **Nom.** El nom d'aquesta unitat deriva del poble d'Ejuelve. Situat al sector nordoccidental de l'àrea estudiada (full 518 de Montalbán, X = 864, Y = 609.5), a les rodalies de la que cal situar la localitat tipus, perquè és un dels indrets on millor poden observar-se les dues discontinuïtats límits.

2) **Antecedents històrics.** Giner (1980) defineix informalment la seqüència J3.1, constituïda per calcàries d'esponges, amb miliòlids i que tindria una edad oxfordiana.

3) **Definició general.** El límit inferior d'aquesta unitat carbonatada és una discontinuïtat que es caracteritza per: erosió (corrosió) superfícies ferruginitzades i perforades (d3) argiles laterítiques, oolits ferruginosos i acumulacions de glauconita, fenòmens que tenen una gran extensió lateral tots plegats i que constitueixen l'anomenament "oolit ferruginos superior" o la capa d'oolids ferruginosos d'Arroyofrío (Gómez, 1979; Gómez i Goy, 1979).



Aquesta discontinuïtat també pot presentar com una verdadera discordança, com és el cas de les Voltes, al tall de riu Matarranya, al S de Beseit, prop de la seva confluència amb el Barranc de les Marrades, on la base d'aquesta unitat reposa discordant uns  $10^{\circ}$  sobre una superfície perforada i rubefactada del Dogger. Una cosa semblant també pot observar-se més cap al W, al sector d'Alcorisa, al tall del riu Guadalopillo, prop del barratge que hi ha entre Alcorisa i Berge. La base de la seqüència deposicional d'Ejolve reposa discordant amb un angle d'uns  $10^{\circ}$ , sobre els dipòsits callovians, amb crostes ferruginoses, oòlits ferruginosos i barreja de faunes oxfordianes i callovianes. També es possible observar discordança al sector d'Ejolve, la localitat tipus. Al coll de Majalinos, a la carretera que va d'Ejolve a Aliaga, uns 4 km al SW d'Ejolve, les calcàries d'esponges oxfordianes reposen en feble discordança sobre les calcarenites bathonianes (fins a  $5^{\circ}$ ) que són interrompudes per una superfície de ferruginitització. Un fet semblant també succeeix a la capsalera del riu Guadalopillo, on les calcàries d'esponges oxfordianes es disposen en lleugera discordança (uns  $5^{\circ}$ ) sobre els materials bathonians basculats, ferruginititzats i perforats. La llacuna estratigràfica associada a aquesta discontinuïtat (d3) sol comprendre normalment la part alta del Callovian mitjà fins l'Oxfordià inferior, això concretament al sector comprès entre Ràfels i Ariño. D'allí cap el NW (Baix Argó) i SE (Catalànids) la llacuna estratigràfica es va fent més petita, per abastar només el Callovian superior i l'Oxfordià inferior (Bulard, 1972). Excepcionalment a la localitat tipus, a Ejolve, la llacuna adquireix una gran dimensió de temps, abastant en aquesta àrea el Bathonià mitjà i superior.

El límit superior és format per la discontinuïtat finioxfordiana (d4), la qual es caracteritza per erosió subaèria amb entrades de detritics, superfícies ferruginitzades amb perforacions, acumulacions de glauconita, i canvis deposicionals. Aquest episodi erosiu del final de l'Oxfordià pot haver

estat important localment; així, a l'anticlinal del riu Guadalopec, prop de Montoro, els materials de la seqüència deposicional de Vistabella, suprajacent, es posen directament sobre el substrat bathonià erosionat amb la total ablació de la seqüència deposicional oxfordiana. Encara que aquest fet és un cas extraordinari, i la llacuna estratigràfica de la discontinuïtat finioxfordiana (d4) sol durar normalment tota la zona de planula (Oxfordià superior terminal) i només en algunes ocasions abasta la zona subjacent de bimamatum, com és el cas d'Aquilón (Balard, 1972).

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

Estratotip: secció del Barranc dels Degolladors, al S d'Ejolve, als voltants del km 21.5 de la carretera d'Ejolve a Villarluego, pel fons del barranc. Full 518 del MNE 1/50.000 (Montalbán) X = 864.2; Y = 684. En aquesta secció, com a totes les de la localitat tipus, hi són ben representades les discontinuïtats límits.

#### Altres seccions de referència:

- tall del barratge de Gallipué. A l'estructura anticlinal que talla el riu Guadalopillo a 1 km d'Alcorisa. Full 494 del MNE 1/50.000 (Calanda) X = 875.5; Y = 702.3.

- a l'escata de la Ginebrosa, prop de Ràfels, al tall de la carretera N.232 de Vinaròs a Alcanyís, entre els quilòmetres 133 i 134. Full 495 del MNE 1/50.000 (Castellseràs) X = 908; Y = 700.2.

- tall del km 5 de la carretera de Xerta a les Paülles, a la vora del pont

que creua el Barranc de les Fonts. Full 496 MNE 1/50.000 (Horta de St. Joan) X = 947.9; Y = 710.5.

- tall del Massís de Roques Negres, uns 2 km al NE de l'Atzeneta del Maestrat. Full 593 MNE 1/50.000 (Coves de Viromà) X = 901.8; Y = 632.4, prop del Mas de Cabrera.

- tall d'Argelita, aproximadament a 1 km al N del poble, a la trinxera de la carretera que va a Lundiente. Full 615 MNE 1/50.000 (Alcora) X = 884.8; Y = 612.3.

5) **Descripció:** A la localitat tipus el substrat sempre és bathonià, i és també sempre tallat per un fons endurit i perforat que sol afectar a fàcies calcarenítiques. Per sobre la unitat d'Ejolve pot reposar concordant o amb una lleugera discordança angular d'uns  $10^{\circ}$ . A la secció tipus, a la base hi ha grainstones amb restes d'oxidació i fragments d'espongiaris, algunes calcàries, miliòlids, ..., on sempre la glauconita s'hi troba força abundant, (fins 80 cm) amb estratificació d'ordre centimètric. Per sobre es disposen wackestones de fragments d'esponges i abundant glauconita en grans angulosos, cap al sostre el tram es fa francament calcarenític (fins a 90 cm), amb estratificació d'ordre decimètric. El tram i la unitat s'acaben amb una superfície ferruginosa i d'encrostrament que conté ammonits de l'oxfordià mitjà, per sobre de la qual es disposen els mudstones taulajats de la Fm. Polpís. La gruixària total de la unitat a la secció tipus no aplega els dos metres (1.70 m).

Al tall del pantà de Gallipuen, prop d'Alcorisa, la seqüència d'Ejolve reposa sobre els materials callovians, amb una crostra ferruginosa i discordança angular. Son wackestones grisencs amb estratificació d'ordre

decimètric, amb espícules d'esponges i també algun exemplar sencer (fins a 3.5 m). Cap al sostre la unitat s'enriqueix en glauconita i passa amb aparent continuïtat a les micrites taulajades de la seqüència suprajacent: la Fm. de calcàries de Polpis de la seqüència deposicional de Vistabella (J3.2, Kimmeridjià inferior).

A la sèrie de Ràfels, a l'escata de la Ginebrosa, sobre els materials cal.lovians hi ha una crosta ferruginosa amb oolits ferruginosos i molts belemnits, per sobre la qual hi venen wackestones d'espícules d'esponges, glauconita, belemnits i ammonits de l'Oxfordià mitjà-superior (fins a 1 m). Després d'una zona coberta de 2 m es disposen wackestones-packstones una mica margosos, amb molts espongiaris (fins a 7 m) i ammonits de l'Oxfordià superior. El sostre d'aquesta unitat (fins a 10 m) és recobert per una superfície ferruginosa tendra, molt rica en fragments d'espongiaris, belemnits i ammonits, la qual podria representar, a l'escata de la Ginebrosa, la discontinuïtat (d4) finioxfordiana, del sostre de la seqüència deposicional d'Ejolve. Per sobre venen margues blanquinoses i calcàries margoses de la Fm. Sot de Xera, de la seqüència deposicional kimmerigiana inferior (seqüència deposicional Vistabella).

A les sèries de Roques Negres, de l'Atzeneta del Maestrat, i d'Argelita, la seqüència deposicional d'Ejolve reposa sobre una superfície ferruginitzada amb oolits ferruginosos que talla als materials del Cal.lovianà mitjà (d3), ben datat només a Roques Negres per ammonits, on la unitat ateny uns 20 m de gruixària. En aquesta localitat a la base es disposen wackestones i packstones nodulosos d'estratificació decimètrica i interbancs margosos, amb espícules d'esponges i Protoglobigerines. Els nivellats margosos contenen ammonits de l'Oxfordià mitjà i superior (fins a 4 m). Per sobre hi ha wackestones taulajats amb passades margoses i tendència estratocreixent i ammonits de

l'Oxfordià superior. A Argelita, per sobre el nivell d'oolits i crostes ferruginoses, es disposen wackestones d'espícules d'esponges i Protoglobigerines, en bancs decimètrics d'aspecte nodulós, amb braquiòpodes, belemnits i ammonits de l'Oxfordià superior. En ambdues localitats, el pas als mudstones taulajats de la seqüència deposicional suprajacent kimmeridgiana inferior de Vistabella, es fa amb aparent continuïtat.

Al tall del km 5 de la carretera de Xerta a les Paülles, les calcàries d'esponges de la unitat d'Ejolve són sobre les calcàries de filaments del Dogger dolomititzades mitjançant una superfície ferruginitzada i perforada. Per sobre s'hi disposen uns 15 m de wackestones-packstones, de vegades margosos, de Protoglobigerines i esponges i una fauna d'ammonits molt rica, sobretot de Perisphinctids, que daten la unitat com oxfordiana mitjana-superior. Cap al sostre les calcàries es fan molt més massisses a la vegada que s'enriqueixen en concentracions de glauconita, fenomen que podria estar relacionat amb la discontinuïtat finioxfordiana. Per sobre hi ha la Fm. de Sot de Xera, de la seqüència deposicional kimmeridgiana inferior.

6) Aspectes regionals. La seqüència deposicional d'Ejolve és present al domini meridional dels Catalànids, concretament als Ports de Tortosa i també a Tivissa, a la serra de la Creu, on curiosament ateny la màxima gruixària i fàcies calcarenítiques (fins a 30 m). Al sector dels Ports de ~~Beseit~~ <sup>Tortosa</sup> encara hi és representada per dipòsits bastant potents (fins a 25 m), però que cap al W es van aprimant (menys de 10 m) progressivament. Entre Beseit i Alcorisa, se la pot reconèixer també en fàcies sempre molt semblants en diversos afloraments (10-12 m). En alguns punts d'aquest sector, com a Ràfels, ja es materialitza la discontinuïtat finioxfordiana per una superfície ferruginosa. Al sector més nord-occidental, al W d'Alcorisa disminueix considerablement la potència d'aquesta seqüència (1-6 m), on la discontinuïtat basal

finical.loviana (d3) sol presentar-se, a més del típic oòlit ferruginós, associada a febles discordances. Més cap al S, també trobem els materials oxfordians a l'Atzeneta del Maestrat i Vistabella del Maestrat. Els afloraments més meridionals de l'àrea estudiada són prop de Castelló, a la zona del Desert de les Palmes, a Borriol i Vilafamés.

La seqüència deposicional d'Ejulve consta d'una sola unitat litostratigràfica: la Fm. de Calcàries de Iàto<sup>v</sup>fa, definida més al Sud (Gómez, 1979) i estesa a la zona d'estudi per Giner (1980), a la qual equival totalment. Aquesta unitat es caracteritza per la seva gran homogeneïtat de fàcies a tota l'àrea estudiada.

7) **Gènesis.** La seqüència deposicional d'Ejulve s'hauria format en una plataforma de carbonats del tipus rampa, amb molt poc pendent deposicional. Les fàcies que predominen a l'àrea d'estudi són les de plataforma oberta o fàcies de rampa i, localment, les de bancs marginals d'alta energia oolítico-bioclàstics. Al tractar-se d'una unitat limitada per discontinuïtats cal donar també la gènesi dels seus límits discontinus (ISSC, 1985). La discontinuïtat de la base de l'Oxfordià (d3) és un conjunt de diversos esdeveniments, i que engloba, com a mínim, dues etapes de condensació de fauna en relació a fenòmens de corrosió submarina (Melendez et al., 1982). Pel que fa a la discontinuïtat finioxfordiana també hi ha una història composta, encara que menys complexa que anteriorment. En realitat es tracta de dos esdeveniments diferents, encara que pròxims en el temps, l'un de discontinuïtat subaèria, amb l'emersió d'àrees més marginals de la conca (S. de Cameros) i l'entrada posterior de terrígens de la Fm. de Sot de Xera. L'altre, una mica més tardà, d'una secció condensada, lògicament només manifestada a les àrees més distals i obertes, de la plataforma, amb sòls ferruginosos, condensació de fauna, acumulacions de glauconita, etc. Amb el

primer esdeveniment: hi ha l'entrada de detritics als sectors marginals, nord-occidentals, fora de l'àrea d'estudi, és el moment on cal situar la veritable discontinuïtat, del tipus subaèri, relacionada amb una caiguda relativament lenta del nivell del mar. Amb el segon fenomen: la secció condensada, hi cal relacionar el màxim transgressiu a les zones costaneres, un cert temps d'hiatus a les àrees més obertes i probablement el moment de màxima paleobatimetria de la conca. El freqüent error de correlar etapes d'exposició subaèria d'una part de la plataforma (discontinuitats subaèries) amb seccions condensades, és degut a una interpretació equivocada del mecanisme que produeix els fenòmens de condensació, al ser relacionats amb baixades relatives del nivell del mar, en comptes de pensar en pujades relatives molt ràpides que produïrien els baixos índexs de sedimentació a les àrees més marines o obertes. Així doncs, cal pensar que l'equivalent a la conca de la discontinuïtat finioxfordiana és difícil de detectar, perquè hi ha la conformitat relativa, sempre una mica per sota de la secció condensada, erròniament correlada amb la discontinuïtat.

Després de la pujada relativa ràpida del nivell del mar, amb la conseqüent secció condensada, es produiria, molt probablement, el dowlap de la seqüència deposicional del kimmeridgià inferior (s.d. de Vistabella). Aquest recobriment retroactiu, comporta la progradació mar endins de les fàcies costaneres, és a dir, la regressió, sobre la superfície de condensació. Respondria aquest fet el trobar, al tall de Ràfels, les margues de prodelta de la Fm. Sot de Xera (base de la s.d. kimmeridgiana inferior, J3.2) sobre una superfície ferruginitzada del sostre de les calcàries d'esponges d'aquesta seqüència deposicional, la qual podria correspondre a la superfície de dowlap.

8) Edat geològica i equivalència amb altres unitats. El contingut d'ammonits permet datar aquesta unitat com Oxfordià mitjà i superior. Equival

al tram inferior de la Fm. de Calcàries i margues amb espongiaris i protoglobigerines de Cadillac (1979), també al tram inferior del Nivell F de Robles (1974), o a una part de la Fm. Calcàries de Tivissa (Giner, 1980). Equival totalment a Fm. de Calcàries d'esponges de Iàtora (Gómez, 1979; Giner, 1980). També podria correspondre a la Fm. del Coll del Vidre de Giner (1980).

9) Referències bibliogràfiques. Són totes les que s'han anat citant al llarg dels diversos apartats de la definició de la unitat.

#### 3.2.2.1. LA FORMACIÓ DE CALCÀRIES AMB ESPONGES D'IATOVA.

Com ja s'ha dit en repetides ocasions, aquesta unitat va ser definida més al Sud, en un altra conca, per Gómez (1979), i més tard estesa per Giner (1980) a l'àrea d'estudi. Però aquest darrer autor no va definir cap lipostratotip o successió de referència a la nostra àrea. Al donar-se la coincidència d'equivaler exactament a la seqüència deposicional d'Ejulve, oxfordiana, es fa secció de referència d'aquesta formació a la secció tipus d'aquella seqüència deposicional i parahopostatotip a les altres seccions de referència senyalades (vegi's 3.2.2.4).

##### 3.2.2.1.1. El membre de calcàries de la Serra de la Creu.

1) Nom. La serra de la Creu està situada al Sud de la població de Tivissa (La Ribera d'Ebre), que és on hi ha la localitat tipus de la unitat.

2) Rang. Es una unitat litostratigràfica que es defineix nova, per causa



d'un important canvi litològic, que té lloc a la localitat tipus, respecte de la Fm. Calcàries de Iàtova, de la qual és membre.

3) **Antecedents històrics.** Al ser unitat de nova creació no havia estat mai citada com a tal, ni amb un altre nom. Només Bulard (1972) comenta la litologia al realitzar un tall per la secció tipus. La Fm. Calcàries de Tivissa, definida informalment per Giner (1980) hauria de comprendre a aquest membre, però la litologia que descriu aquell autor no hi coincideix gens en cap tram.

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

Estratotip: A la Serra de la Creu de Trivissa (La Ribera de l'Ebre), des del camí de la Llena, la secció N-S que conté les cotes 647, 734 i 728, al SE de la Tossa. Full 471 del MNE 1/50.000 (Mora d'Ebre) X = 972,5 Y = 723.

5) **Descripció.** Al N i per sota la cota 734 es disposen els darrers trams del Cal.lovíà inferior (Fm. de Xelva) amb wackestones i calcàries margoses que contenen una fauna d'ammonits típica d'aquest estatge (zona de gracialis). Per sobre s'hi situen un paquet de calcàries més massisses que donen lloc a una petita cinglera; a la mateixa cota 734. Són calcarenites bioclàsticoolítiques, grainstones, de crinoideus i ammonits que els dona una edat d'Oxfordià mitjà (zona de Plicatilis) (fins a 40 m). És interessant de remarcar que en aquesta localitat no hi ha, aparentment, cap discontinuïtat entre la Fm. de Xelva i aquesta unitat. Si més no, el contingut de fauna d'ammonits ens indica una paracomformitat que abastaria el Cal.lovíà superior i l'Oxfordià inferior. Per sobre hi ha les micrites taulajades de la Fm. de Polpís, ja dins de la s.d. Kimmeridjana inferior o de Vistabella.

6) Aspectes regionals. Aquesta unitat només ha estat detectada a la Serra de la Creu, on dona una barra amb ressalt morfològic, fàcil de distingir al paisatge. Fora de la localitat tipus, equivaldria com a mínim a una part de la Fm. de Calcàries de Iàto<sup>N</sup>fa, de la qual forma part, ja que pel seu contingut en fauna no es pot assegurar que pugui ser l'equivalent total.

7) Gènesi. Bancs marginals d'alta energia oolítico-bioclàstics, els quals podrien situar-se sobre una zona d'alt paleogeogràfic de la plataforma de carbonats i potser tancar a zones de lagoon més internes.

8) Correlació amb altres unitats. Com ja s'ha dit, el Mb. de la Serra de la Creu equival a la part inferior de la Fm. Calcàries de Iàto<sup>N</sup>fa, de les quals en forma part. És l'únic membre d'aquesta Fm. i no se'n coneix cap més equivalent.

9) Edat. Tal com ja s'ha comentat, per la fauna d'ammonits que conté, a la localitat tipus cal assignar-l'hi una edat d'Oxfordià mitjà (zona de transversarium).

10) Referències. Robles (1974), Bulard (1972), Giner (1980).

### 3.2.3. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE VISTABELLA, J 3.2 (KIMMERIDGIA INFERIOR).

1) Nom. El nom de la unitat ve del poble de Vistabella del Maestrat (l'Alcalatén), situat al sector occidental de la zona estudiada (full 592 de Villahermosa, X = 888, Y = 638), prop del qual hi ha un bon tall d'aquesta unitat, d'una part, ja que la sèrie no és completa per estar afectada per fractures a la part superior. Malgrat això, presenta una gran facilitat

d'accés, per la carretera de l'Atzeneta a Vistabella, i molt bones condicions d'aflorament, dues raons per les quals s'ha donat el nom d'una altra localitat distinta de l'àrea tipus a aquesta unitat.

2) Antecedents històrics. Aquesta unitat estratigràfica limitada per discontinuïtats no havia estat establerta mai anteriorment. Giner (1980) defineix una seqüència deposicional j3.2, constituïda per margues, calcàries micrítiques i calcarenites colítiques, que abastaria l'interval Kimmeridgià inferior - Portlandià - Berrissià ?, i per tant d'àmbit major que el d'aquesta unitat.

3) Definició general. El limit inferior és la discontinuïtat ja descrita (d4) anteriorment (vegi's 3.2.2). El seu limit superior és, al Kimmeridgià mitjà, una interrupció sedimentària que es fa bastant difícil de reconèixer (d5). A les zones marginals, on sempre les discontinuïtats són més patents, hi ha quasi sempre una dolomitització intensa que ho enmascara i homogenitza tot. Aquest és el cas dels Catalànids, on la dolomitització pot arribar a afectar des dels materials callovians fins als del Valanginià (Dolomies de les Agulles i Dolomies superior de Garraf). Al depocentre de la conca del Maestrat (La Salzedella - Sta. Magdalena de Polpís), la dolomitització pot ser menys intensa, encara que força considerable, com al sector de la Serra d'Esparraguera o de les Talàies d'Alcalá (Dolomies de les Talàies). Si bé aquesta dolomitització, probablement, no afecta la zona on s'hauria de situar la discontinuïtat del kimmeridgià mitjà (d5), aquesta interrupció tampoc és detectable fàcilment. Cal tenir en compte que és l'àrea de màxima subsidència i amb una relació de sedimentació molt elevada. En aquestes condicions pot ser que no hi hagi cap discontinuïtat, és a dir, que sigui la seva "conformitat correlativa". El que si hi ha, tant mateix, és un canvi litològic i ambiental molt brusc. Es passa molt sobtadament de carbonats micrítics de talús-conca i

margues anòxiques de conca, a carbonats també marins, però molt sòms i d'alta energia, depositats a zones marginals d'una plataforma de carbonats. Aquestes fàcies representarien el començament de la seqüència deposicional suprajacent, del kimmeridgià superior - Berriasià.

A prop, però probablement una mica per sobre, de la discontinuïtat del Kimmeridgià mitja, es troben acumulacions significatives de glauconita (zona del depocentre i centre de la conca), les quals s'haurien d'interpretar en relació amb una secció condensada i amb el punt d'inflexió transgressió-regressió. I de fet és així, ja que per sobre del nivell d'acumulació de glauconita l'evolució vertical és de somerització creixent fins arribar a carbonats d'aigua dolça. Fora ja de la zona que abasta l'estudi, a Belchite, a la branca aragonesa de la Serralada Ibèrica, prop del Moncayo, s'ha observat la presència d'una superfície ferruginitzada amb acumulacions de fauna pirititzada, crostes ferruginoses i perforacions (fons endurit). Per la seva posició estratigràfica, recolzada per la fauna, aquesta secció condensada fora correlable amb les acumulacions de glauconita esmentades. A Belchite, per sobre el fons endurit, com al depocentre de la conca del Maestrat, les fàcies que s'hi disposen són clarament regressives i s'ordenen verticalment en una seqüència de somerització creixent, ja dins la seqüència deposicional suprajacent del Kimmeridgià superior-Berriasià (J3.3).

La seqüència deposicional del Kimmeridgià <sup>inferior</sup> ~~mitja~~ presenta una evolució vertical de profunditat creixent, tendència que és sobtada per l'aparició de les fàcies i el dispositiu regressiu de la base de la seqüència suprajacent, i concretament a partir del màxim transgressiu i paleobatimètric que donaria lloc a la secció condensada esmentada.

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

Estratotip: Es compost i consta de dos trams, tots dos a les rodalies de la població de la Salzedella (Baix Maestrat). El tram inferior és la secció del Barranc Fondo, que baixa de la Serra d'En Canes, just al S i al costat de la plataforma de sondatge de petroli del pou Maestrat-1 (La Salzedella) (N 329), pel fons del barranc. Full 571 del MNE 1/50.000 (Vinaròs) X = 927; Y = 650,2. El tram superior és la secció de la variant del camí nou que des de la Salzedella va a l'ermita de St. Josep i que també agafa una part del camí antic. Concretament des del nucli d'un lax anticlinal d'eix NW-SE, al llarg del flanc NE, el qual es tallat pels esmentats camins. X = 929,2; Y = 653. Columna (31-32) 4100, Fm del Polpís i Fm. d'Ascla.

#### Altres seccions de referència:

- Escata de la Ginebrosa, prop de Ràfels, al tall de la carretera N-232 de Vinaròs a Alcanyís, entre els quilòmetres 133 i 134. Full 495 del MNE 1/50.000 (Castellseràs) X = 908; Y = 700,2.

- Tall del Barranc dels Degollados, al S d'Ejolve, a la vora del punt quilomètric 21,5 de la carretera d'Ejolve a Villarluengo. Full 518 del MNE 1/50.000 (Montalbán) X = 864,2; Y = 684.

- Secció de la Serra de l'Espareguera, pel senderó que des del mas d'En Paulo va al coll de l'Espareguera, i del coll fins el cim. Full 593 del MNE 1/50.000 (Coves de Vinromà) X = 905,7; Y = 639.

- Tall de la carretera de l'Atzeneta a Vistabella del Maestrat, uns 2,5

km al SE de Vistabella. Full 592 del MNE 1/50.000 (Villahermosa del río) X = 890,5; Y = 636,9.

- Tall d'Argelita, aproximadament a 1 km al N del poble, a la trinxera de la carretera que va a Ludiente. Full 615 del MNE 1/50.000 (Alcora) X = 884,8; Y = 612,3.

5) Descripció. A la localitat tipus la seqüència deposicional del Kimmeridgià inferior és constituïda tan sols per dues unitats litostratigràfiques: la Fm. de Calcàries de Polpís, a la base, i la Fm. de Margues del Mas d'Ascla per sobre. La unitat basal presenta el màxim desenvolupament a la localitat tipus, entre la Salzedella (Serra d'En Canes) i Sta. Magdalena de Polpís. Es tracta fonamentalment de mudstones amb estratificació d'ordre decimètric, amb ordenació estratocreixent, el conjunt supera els 400 m de gruixària. És pràcticament azoica, encara que, de manera molt localitzada, hi ha acumulacions de bioclasts i braquiòpodes, equínids, bivalves, etc. A escala microscòpica s'han identificat Saccocoma, Globochaete, i espícules d'esponges. Són rars, però també hi ha estat recollit algun ammonit. A la Serra d'En Canes (La Salzedella) han estat localitzats esculls d'esponges. Són edificis de geometria bihermal, sobre els quals s'atasconen les capes del seu entorn, amb molt de fang calcàri, dins del qual "floten" els organismes constructors. Tant a la Salzedella com a Vistabella, aquesta formació presenta espectaculars slumps i truncacions, fets que ens indiquen l'existència d'un cert pendent deposicional, suficient per arribar a produir la inestabilitat del sediment inconsolidat.

Les calcàries de la Fm. de Polpís s'aprimen considerablement cap a l'oest, així se'n troben uns 200 m a Vistabella i més de 150 m a la Serra d'Espareguera i 60 m a l'Argelita. Però la reducció és encara més apreciable

cap el Nord, així n'hi ha uns 50 m a l'escata de la Ginebrosa, a Ràfels, que contenen ammonits (Asphidoceras i Pseudowagenia) que proven l'edat kimmeridgiana. Cal destacar que en aquesta localitat la Fm. de Polpís es disposa transgressivament sobre una unitat margosa: la Fm. de Margues de Sot de Xera, la qual es pot reconèixer d'aquí fins més a l'E, com al sector dels Ports de Beseit i Tortosa. Així docs, al sector nord-oriental de la zona d'enllaç, la base de la seqüència deposicional de Vistabella és formada per la unitat margosa de la Fm. Sot de Xera, de la qual se'n parlarà més endavant.

Al tall del Barranc dels Degolladors només hi ha 25 m de la Fm. de Polpís, amb la seva fàcies de mudstones taulajats característica i ammonits de la zona de platynota (kimmeridgià inferior). Allí aquesta unitat està directament per sobre de la Fm. de Calcàries de Iàtova, separades per una superfície ferruginosa (sòl endurit).

Al principi, deia que a la localitat tipus, per sobre de les calcàries de la Fm. de Polpís hi ha una unitat margosa: la Fm. de Margues del Mas d'Ascla. Aquesta unitat es troba només a la conca del Maestrat, i adquireix el màxim desenvolupament a la localitat tipus (Fig. 3.7.). Fora d'aquesta àrea passen lateral i verticalment a la unitat de Polpís. A la secció tipus abasta els 300 m de potència. Són mudstones argilosos i llimosos, sovint ben laminats, que alternen amb intercalacions de margues molt fulloses. En fractura fresca el color és sempre gris-blavos. El contingut en fauna és més aviat pobre; el fòssil més abundant és un petit bivalve, Garvillella, que sol trobar-se gairebé sempre en forma de motlles, petits ostreïds (Exogira virgula), tiges de crinòideus, petites restes de peixos i el foraminífer bentònic Everticy-clamina virguliana. Els ammonits ataxioceràtids, de la zona de platynota, ens indicarien una edat kimmeridgiana inferior. La presència de pirita és també una característica important. El contacte amb la formació infrajacent (la Fm.

de Polpís) és clarament transicional, i a nivell de conca es un canvi lateral-vertical de fàcies (Fig. 3.7.).

Al tall del Barranc dels Degollados hi ha, per damunt de la Fm. de Calcàries de Polpís, uns 40 m de margues fulloses i mudstones taulajats que potser podrien equivaler a la Fm. de Margues del Mas d'Ascla. Contenen ammonits del kimmeridgià inferior (zona de platynota).

Tal i com s'ha anunciat més cap el començament, la base d'aquesta seqüència deposicional és formada per una unitat margosa al sector nord-oriental de la zona d'enllaç, es tracta de la Fm. de Margues de Sot de Xera. Aquesta unitat, als Ports de Beseit, és formada per 15-20 m de margues fosques amb passades de margo-calcàries i molt riques en glauconita. A l'escata de Ginebrosa, al tall de Ràfels, n'hi ha uns 15 m, a la base són margues blanquinoses amb ostràcodes (fins a 6 m) amb alguns bancs més calcaris que presenten disjunció bolar. Per sobre, es disposen calcàries margoses (fins a 8 m) amb restes de tubs de cucs i ammonits del Kimmeridgià inferior. Per sobre ja venen les calcàries micrítiques laminades i taulajades de la Fm. Polpís, a les quals passen de manera gradual.

6) Aspectes regionals. La seqüència deposicional de Vistabella és constituïda per tres unitats litostratigràfiques amb el rang de formacions: 1) la Fm. de Margues de Sot de Xera, a la base; 2) la Fm. de Calcàries de Polpís i 3) la Fm. de Margues del Mas d'Ascla, les quals passen lateral i verticalment d'una a l'altra consegüent (Fig. 3.7.). Aquesta seqüència deposicional és present al domini meridional dels Catalànids, i concretament a la Serra de la Creu de Tivissa, amb més de 100 m de mudstones taulajats que contenen ammonits del kimmeridgià inferior (Fm. de Calcàries de Polpís). Més cap a l'W, al sector dels Ports de Tortosa i Baseit, la base de la seqüència



és formada per la Fm. margosa de Sot de Xera, igual que l'escata de la Ginebrosa, al tall de Ràfels. Per sobre de les margues de la Fm. de Sot de Xera, en aquest sector, és disposen, sempre transicionalment, les calcàries taulajades micrítiques de la Fm. de Polpís. Aquesta unitat té un gran desenvolupament regional, i una gran constància de fàcies, i es presenta a totes les conques de l'àrea d'estudi. La Fm. de Calcàries de Sta. Magdalena de Polpís, a la zona del depocentre de la conca del Maestrat, la qual és localitat tipus, passa lateral i verticalment a la Fm. de Margues del Mas d'Ascle. Aquesta unitat ocupa només aquest sector i tan sols podria tenir equivalent al tall del Barranc dels Degollats.

7) **Gènesi.** Els materials margosos de la Fm. Sot de Xera s'haurien dipositat en les parts més distals, o de prodelta, d'aparells deltaics. Les calcàries de la Fm. de Sta. Magdalena de Polpís es van sedimentar en medis de plataforma oberta o rampa. Mentre que les margues de la Fm. d'Ascla representarien les fàcies de talús i/o de conca.

La discontinuïtat del kimmeridgià mitjà (d5) que limita superiorment a la seqüència deposicional de Vistabella, és de tipus subaeri. Les conseqüències de l'exposició subaèria d'una part important de la plataforma de carbonats oxfordiana, són les importants entrades de materials detrítics que es produeixen al N de Ricla, a la base del kimmeridgià. Aquesta discontinuïtat està en relació amb esdeveniments paleogeogràfics importants, els quals modifiquen notablement l'extensió i el repartiment de terres emergides i zones inundades per la mar a la vora oriental d'Ibèria. El bloc o massís de l'Ebre s'integra a la Meseta i es tanca l'anomenat Estret de Sòria. Amb això, es talla la comunicació per sempre més entre la "Mar Cantàbrica" i la "Mar Llevantina" de les conques de la vora oriental d'Ibèria (Bulard, 1979). A partir d'aquest moment, aquestes conques seran com entrades o golfs que

s'obriran cap a l'E, a la vegada que reflectiran una evolució tectònica característica, la qual afavorirà la deposició de gruixàries importants de sediments d'aigües marines somes (vegi's cap. 6).

8) Edat geològica i equivalència amb altres unitats. El contingut faunístic i en particular el d'ammonits permet de datar la seqüència deposicional de Vistabella com Kimmeridgiana inferior. Aquesta unitat equivaldria al tram superior de la Fm. de Calcàries i margues amb esporangis i protoglobigerines de Cadillac (1979), també al tram superior del Nivell F de Robles (1974), o a la part superior de la Fm. de Calcàries de Tivissa de Giner (1980). Igualment equivaldria a les Margues de Moyuela (van Ginkel i Mikel, 1976) del sector de Muniesa-Montalbán. Correspondria a la Fm. de la Ritmita de la Loriguilla i les Margues de Sot de Xera del sector valencià de la branca castellana de la Serralada Ibèrica (Gómez, 1979).

9) Referències bibliogràfiques. Són totes les que s'han citat la llarg dels diversos apartats de la definició de la unitat, amb Salas et al. (1986) i Salas (1986a).

#### 3.2.3.1. LA FM. DE MARGUES DE SOT DE XERA.

Es tracta d'una unitat litostratigràfica definida a un altra conca (vegi's 3.1.2.8), i per tant cal donar un hipostratotip o secció de referència a l'àrea d'estudi.

Hipostratotip: Escata de la Ginebrosa, prop de Ràfels, al tall de la carretera N-232 de Vinaròs a Alcanyís, entre els quilòmetres 133 i 134. Full 495 del MNE 1/50.000 (Castellseràs) X = 908; Y = 700,2.

La descripció d'aquesta secció de referència és ja inclosa dins la descripció de la seqüència deposicional de Vistabella (vegi's 3.2.3 (5)).

### 3.2.3.2. LA FM. DE CALCÀRIES DE STA. MAGDALENA DE POLPIS.

1) Nom. Deriva de la població de Sta. Magdalena de Polpis (Baix Maestrat), on originalment va ser definida la localitat tipus de la unitat (Solé et al., 1974).

2) Rang. Formació. Es definida formalment aquesta unitat que tan sols ho havia estat informalment per Solé et al. (1974).

3) Antecedents històrics. Definida informalment per Solé et al. (1974), i utilitzada posteriorment per Salas (1986a) i Salas et al. (1986a).

4) Estratotip i altres seccions de referència.

Estratotip: La Salzadella (Baix Maestrat), tall del Barranc Fondo, el qual baixa de la Serra d'En Canes, per la vora de la plataforma de l'antic sondatge de petroli Maestrat-1 (N 329). La secció es mesura pel fons del barranc. Full 571 del MNE 1/50.000 (Vinaròs) X = 927; Y = 650,2. Columna (31-22) 4100.

Altres seccions de referència.

- Sta. Magdalena de Polpis. Pel camí del Castell i de Pi<sup>n</sup>iscola. Full 571 del MNE 1/50.000 (Vinaròs) X = 940; Y = 647.

- Qualsevol de les seccions de referència de la seqüència deposicional de Vistabella.

5) **Descripció.** Vegi's la descripció de la seqüència deposicional de Vistabella a la localitat tipus (3.2.3.(5)).

6) **Aspectes regionals.** Es una unitat que presenta una gran homogeneïtat de fàcies i bona extensió regional. Des de la Serra de La Creu, a Tivissa, cap el Sud, és present a tota la zona d'estudi.

7) **Gènesi.** Carbonats depositats en les parts externes o més distals d'una plataforma de carbonats amb poc pendent i gran extensió lateral (rampa).

8) **Correlació amb altres unitats.** La Fm. de Calcàries de Polpis passa lateral i verticalment a la unitat margosa de la Fm. de Sot de Xera, i equival a la Fm. de ritmita calcària de Lòriquilla, definida per Gómez (1979) al sector llevantí de la branca de la serralada Ibèrica. També equival a la Fm. de Margues de Moyuela, del sector de Muniessa-Montalbán (van Ginkel i Mekel, 1976).

9) **Edat.** Kimmeridgià inferior, determinada en base al contingut d'ammonits.

10) **Referències.** Canerot (1974), Bulard (1972), Gómez (1979), Salas (1986a), Salas et al. (1986a).

### 3.2.3.3. LA FORMACIÓ DE MARGUES DEL MAS D'ASCLA.

1) Nom. Procedeix del Mas d'Ascla, situat entre La Salzadella i Sta. Magdalena de Polpís ( X = 930,1; Y = 649,8) Full 571 del MNE 1/50.000 (Vinaròs), on originalment s'hi va definir la localitat tipus de la unitat per Solé et al. (1974).

2) Rang. Formació. Es creu necessària la definició formal d'aquesta unitat donada la clara identificació litològica i d'extensió geogràfica significativa.

3) Antecedents històrics. Va ser definida informalment per Solé et al. (1974), i posteriorment utilitzada per Salas (1986a) i Salas et al. (1986a).

4) Estratotip i altres seccions de referència.

Estratotip: La Salzadella (Baix Maestrat), a la secció del camí nou que des de La Salzadella va a l'ermita de St. Josep; que també agafa una part del camí vell. La sèrie comença al nucli d'un lax anticlinal d'eix NW-SE, i es mesura al llarg del flanc NE, el qual és tallat pels camins esmentats. Full 571 del MNE 1/50.000 (Vinaròs) X = 929,2; Y = 653. Columna estratigràfica N (31-22) 4.100.

5) Descripció. Vegi's la descripció de la seqüència deposicional de Vistabella a la localitat tipus (3.2.3.(5)).

6) Aspectes regionals. Aquesta unitat tant sols es localitza al sector de la Serra d'En Canes i Sta. Magdalena de Polpís, i també a la Serra de les <sup>a</sup>Taleries d'Alcalà, més concretament a la base de l'ermita de St. Josep. Al

tall del Barranc dels Degollats hi ha uns 40 m de margues fulloses i mudstones taulajats que, per la seva posició estratigràfica i litologia, podrien correspondre igualment a aquesta unitat.

7) Gènesi. Correspondrien a carbonats dipositats a la part distal d'una plataforma de carbonats i a sediments carbonàtics de conca.

8) Correlació amb altres unitats. <sup>a</sup> LA Fm. de margues del Mas d'Ascla passa lateral i verticalment a la Fm. de Calcàries de Sta. Magdalena de Polpis. Equivaldria a una part de la Fm. de ritmita calcària de la Loriguilla (Gómez, 1979), del sector llevanti de la branca castellana de la Serralada Ibèrica.

9) Edat. Kimmeridgià inferior, en base el contingut d'ammonits.

10) Referències. Canerot (1974), Bulard (1972), Gómez (1974), Canerot et al. (1973), Salas (1986a), Salas et al. (1986a).

#### 3.2.3.4. LA FORMACIÓ DE LES DOLOMIES DE LES AGULLES.

1) Nom. Deriva del sector de les Agulles del Massís de Garraf.

2) Rang. Formació. Si bé, litològicament, tot el paquet dolomític juràssic del Massís de Garraf constitueix una sola unitat, s'ha cregut convenient subdividir aquella gran massa dolomítica en diverses unitats litostratigràfiques. Malgrat que les diferències litològiques siguin mínimes per justificar la seva separació, hi ha, però, una discontinuïtat local molt significativa que permet fixar un límit clar. Encara que en aquests casos no

cal subdividir, segons la Guia Estratigràfica Internacional, es també més aconsellable d'evitar la reagrupació en una sola unitat.

3) **Antecedents històrics.** Es una unitat de nova definició, i mai havia estat utilitzada adés, a part de Salas (1983) i Salas et al. (1986a).

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

Estratotip: Les Agulles (cota 548), al Massís de Garraf. S'hi va des de l'enderrocada masia de la Clota, per una pista des de Begues. Full 448 del MNE 1/50.000 (El Prat de Llobregat) X = 1070; Y = 760.

Altres seccions de referència:

- Tall de la carretera que porta des de les Botigues de Sitges, on actualment hi ha la urbanització Rat Penat, a la masia de la Pleta. El tall s'inicia just a les últimes cases de la urbanització, en un revolt de la carretera molt tancat cap a l'W. Full 448 del MNE 1/50.000 (El Prat de Llobregat) X = 1069,1; Y = 754,7.

5) **Descripció.** La base de la unitat és formada per gresos amb estratificació encreuada i granoclassificació positiva. Aquests materials sorrencs, fossilitzen una superfície d'erosió sobre la unitat subjacent de les bretxes dolomítiques de la base del Lias. Al tall de la carretera de la Pleta, el ciment calcàri d'aquestes arenas és dolomititzat (fins a 1 m). A les Agulles el ciment dels gresos pot haver estat preservat de la dolomitització (fins a 40 cm), on els gresos afloren molt bé a la carena (Santanach, comp.pers.). Aquesta entrada sorrenca l'interpreto com la base de la seqüència deposicional de Vistabella o d'Ejolve al Massís de Garraf. La superfície

d'erosió que fòssilitza seria una discontinuïtat de tipus subaèri (d3 o d4), i que significaria una llacuna estratigràfica que abastaria les seqüències del Domerià (J1.2), Toarcià-Aalenià (J1.3) i Bajocià-Cal.lovianà (J2), i potser també la de l'Oxfordià (J3.1), això últim és difícil de precisar per la falta de fòssils. Aquests fenòmens erosius poden haver eliminat completament el nivell bretxós liàsic basal, i així trobar aquesta unitat sobre les calcàries del Muschelkalk, com passa a la Desfeta (cota 522) o a algun sector de les Agulles. La possible falta del Dogger al Massís de Garraf ja havia estat comentada per Esteban (1973), Esteban i Julià (1973) i Esteban i Robles (1979-82) (Fig. 2.2). Per sobre del nivell de gresos es disposen 50 m de dolsparites, molt sorrenques a la base, amb nivells de bretxes sedimentàries de redissolució. Per sobre hi ha 30 m de dolmicrosparites asfàltiques amb bancs de dm a m i intercalacions de marques fosques amb cristalls de pirita.

6) Aspectes regionals. La Fm. de dolomies de les Agulles ocuparia tot el massís de Garraf i també el Montmall. Més al Sud, als Dedalts de Vandellòs o a Mas Rindoms, aquesta unitat dolomítica es disposa sobre el Dogger (Bathonianà o Cal.lovianà) ben datat per ammonits. A Tivissa i a la Serra del Cardó no fa sobre el Kimmeridgià inferior. Als Ports de Beseit i de Tortosa (a l'Embarronat i Alfara) es disposen sobre l'Oxfordià superior. En molts d'aquests indrets, la dolomitització pot arribar fins al Portlandià-Berrisià. A la conca del Maestrat hi ha tascons de dolomia dins del Kimmeridgià, sobre tot als sectors d'alts paleogeogràfics (vegi's capítol 5).

7) Gènesi. Encara que no s'han fet anàlisis isotòpiques d'aquestes dolomies, concretament a l'àrea de Garraf, les seves homòlogues de la conca del Maestrat són d'origen hidrotermal (Salas et al. 1986b) (vegi's capítol 5).



8) Correlació amb altres unitats. Aquesta unitat equival al tram mitjà de les Dolomies Negres d'Esteban (1973) i d'Esteban i Julià (1983). Als sectors més meridionals de l'àrea d'estudi equivaldria a les Fms. de: Iàtova, Sot de Xera, Polpís i Ascla.

9) Edat. Oxfordià-Kimmeridgià inferior.

10) Referències. Bulard (1972), Giner (1980) i les referències que s'han fet al llarg de la definició de la unitat.

#### 3.2.4 LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE LA SALZEDELLA, J3.3 (KIMMERIDGIA SUPERIOR-BERRIASIA).

1) **Nom.** El nom de la unitat prové de la població de la Salzedella (Baix Maestrat), situada al depocentre de la conca del Maestrat (full 571 de Vinaròs, X = 653,5; Y = 927,5), als voltants de la qual hi ha la seva localitat tipus.

2) **Antecedents històrics.** La seqüència de la Salzedella és una unitat nova, mai havia estat definida anteriorment una seqüència deposicional kimmeridgiana superior-berriasiana. Giner (1980) considera el Malm dividit en dues seqüències deposicionals: una de basal oxfordiana i l'altra kimmeridgiana-portlandiana, on s'inclouria la nova seqüència de la Salzedella. Aquest autor no considera la discontinuïtat del Kimmeridgià mitjà (d5), ja que només analitza el comportament de la sedimentació dins l'àmbit de la conca del Maestrat on, com ja he dit, hi ha la conformitat correlativa equivalent. L'efecte aparent al sector del depocentre és, llavors, el d'una gran seqüència de somerització que va des del Kimmeridgià al Berriasia.

3) Definició general. La seqüència deposicional de la Salzedella és una unitat únicament carbonatada, i limitada a la seva part inferior per la discontinuïtat esmentada del Kimmeridgià mitjà (d5). El límit superior és una discontinuïtat (d6) de tipus subaeri, la qual es manifesta per entrades de terrígens siliciclàstics als vorells de la conca, superfícies d'erosió i relacions de disconformitat amb la seqüència suprajacent (Fig. 3.10) i canvis bruscs a la sedimentació.

La seqüència del Kimmeridgià superior-Berriasià correspon al primer registre sedimentari que reflecteix l'anomenada crisi finijuràssica-eocretàcia. Es constitueix fonamentalment per carbonats marins d'aigües molt soques, sovint amb una gran influència d'aigua dolça. L'evolució seqüencial d'aquesta unitat és del tipus de somerització creixent (shallowing upwards).

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

Estratotip: Es de tipus compost, ja que les dues unitats litostratigràfiques de que consta aquesta seqüència són ben desenvolupades en localitats diferents.

- Tall del camí nou de la Salzedella a l'Ermita de St. Josep-Barranc de la Font de Seguer (fins la barra de rudistes i nerineids, 75 m per sobre la capa n 13)-Barranc d'En Carro (des de la capa n 12) fins als primers bancs de calcàries amb carofícies (capa n 73). Aquesta secció és formada tant sols per la Fm. de Calcàries de Bovalar. Full 571 del MNE 1/50.000 (Vinaròs) X = 929,4; Y = 653 (Bc. de la Font de Seguer). X = 929,3; Y = 653,8 (Barranc d'En Carro). Columna (31-22) 4.100.

- Tall de la carretera de Vinaròs a Morella, des del Barranc de la Bota, a l'inici del Coll de Querol, fins una capa de sorres vermelloses, per sobre del km 50. Full 545 del MNE 1/50.000 (Morella) X = 912; Y = 667,9. Aquesta sèrie abasta la Fm. de Calcàries de Bovalar, a la base, i la Fm. de Calcàries i dolomies de la Pleta, al sostre. Columna (30-21) 4.200.

Altres seccions de referència:

- Tall de l'anticlinal de Bovalar. A la vora del km 14,5 de la carretera de Cinctorres al Portell de Morella, fins la capa n 26. Full 544 del MNE 1/50.000 (El Forçall) X = 892; Y = 669,7. Fm. de Calcàries de Bovalar, antiga localitat tipus (Fig. 4.5).

- Tall del Tossal d'Orenga. A la carretera d'Albocàsser a Ares del Maestrat, prop de l'encreuament amb la carretera de Catí, a la vora de la venta de l'Hostalet. Full 570 del MNE 1/50.000 (Albocàsser) X = 906,8; Y = 648,4. Fm. de Calcàries de Bovalar. Columna estratigràfica (30-22) 4.200 (Fig. 3.9).

- Tall del Barranc d'En Siroll-Nevera de Catí. S'hi accedeix per la carretera del Mas de Jaume Vicente, des de la carretera de Catí a Ares del Maestrat. Full 570 del MNE 1/50.000 (Albocàsser) X = 910,5; Y = 656,9. Fm. de Calcàries del Bovalar. Columna estratigràfica (30-22) 4.400.

- Secció de la carretera de la Pleta, al Massís de Garraf. Full 448 del MNE 1/50.000 (El Prat del Llobregat) X = 1069; Y = 755. Fm. de Calcàries i dolomies de la Pleta, localitat tipus i secció tipus (Fig. 4.7).

5) Descripció. A la localitat tipus, la seqüència deposicional de la Salzedella és formada per una successió carbonatada d'alternances wackestones-grainstones, els quals s'ordenen seqüències de somerització (fins a 925 m). (Fm. de Calcàries de Bovalar). A totes les seccions de l'àrea tipus el tram final (fins a 250 m) es presenta amb fàcies molt més micrítiques i margoses (Mb. de Calcàries i margues del Barranc d'En Carro), amb els trams calcarenítics més primers i espaiats. A la base, i per sobre immediatament del tram dolomític basal, apareix ja Anchispirocyclina lusitanica, a més moltes Pseudocyclamina, Trocholina i Nautiloculina, miliòlids, textularids, ... Tots ells foraminífers bentònics. També hi ha moltes algues dasicladals, com Clypeina jurassica o Thaumatoposella parvovesiculifera i també algues codiàcies com Cayeuxia. El tram final (Mb. Barranc d'En Carro) hi fan aparició Feurtillia frequens, Rectoocyclamina i les algues Actinoporella i Macroporella, a la vegada que continua apareixent Cayeauxia, i esporàdicament Likanella campanensis. A la secció tipus del Barranc d'En Carro la unitat queda interrompuda per l'aparició dels primers bancs de calcàries amb carofícies de la base de la seqüència deposicional suprajacent valangiana.

Al tall del Coll de Querol, al fons de la llera del Barranc de la Bota, la Fm. de Bovalar és completament dolomititzada. Arran de carretera i vora el pont s'hi poden reconèixer grainstones bioclàstico-oolítics amb Anchisporocyclina lusitanica i altres foraminífers bentònics, i algues calcàries (fins a 80 m). Per sobre, es disposen mudstones laminats amb estratificació d'ordre dm a cm i porositat fenestral. També hi ha alguna intercalació de packstones de foraminífers bentònics, dasicladals i fragments de mol.luscs, i amb menys freqüència s'hi poden trobar també bancs d'oncòlits de geometria acanalada (fins a 920 m). El contacte entre ambues formacions és sempre transicional, i s'interpreta com una relació de pas lateral-vertical entre elles (Fig. <sup>4</sup>7.7).

Al tall de l'anticlinal de Bovalar, la dolomitització ha respectat un centenar de metres de calcàries. Són alternances de grainstones oolítico-bioclàstics amb wackestones de foraminífers bentònics, algues calcàries i fragments de mol·luscs, els quals s'ordenen en seqüències de somerització. Els trams calcarenítics solen presentar estratificació encreuada planar i de baix angle, i el sostre dels bancs rubefactat i bioturbat.

A la secció del Tossal d'Orenga, arran de carretera, són visibles uns 100 m. Es tracta de la Fm. de Bovalar, amb característiques molt similars a les de la seva localitat tipus, que s'acaba de descriure. Però al Tossal d'Orenga aquesta formació és molt més rica en encòlits.

Al Barranc d'En Siroll s'hi poden mesurar fins 250 m de la Fm. de Bovalar amb característiques semblants a les altres localitats descrites. En aquesta localitat la unitat queda interrompuda per una entrada significativa de sediments detrítics transicionals, amb un contacte clarament erosiu, que marca la discontinuïtat finiberriassiana (d6).

Al Massís de Garraf i al Montmell, la seqüència deposicional de la Salzedella és representada tant sols per la Fm. de Calcàries i dolomies de la Pleta. A la localitat tipus de la carretera de la Pleta, és formada per mudstones laminats i dolmicrites també laminades, de tonalitats grises o fosques. Normalment es presenten en bancs d'ordre decimètric, però algun tram de dolomies laminades pot abastar els 4m de gruixària. S'hi observen estructures de bretxes de retracció (fins a 50 m). El contingut fòssil és més aviat pobre: Clypeina, Cylindroporells i miliòlids. La Fm. de Calcàries laminades de la Pleta també pot ser reconeguda al sector de Vandellòs (Rosell-Ortiz, 1978-79).

6) Aspectes regionals. La seqüència deposicional de la Salzedella es troba a tota l'àrea estudiada. De la línia que uniria el Coll de Querol amb el Montsià cap el N, predomina la Fm. de Calcàries i dolomies de la Pleta. Mentre que al S d'aquesta línia adquireixen major importància les fàcies calcarenítiques de la Fm. de Bovalar. Localment, al S de les Coves de Vinromà, aquestes fàcies passen a wackestones de Calpionella, les quals representarien els medis més oberts de la seqüència.

La seqüència deposicional de la Salzedella és formada per dues unitats litostratigràfiques amb el rang de formació: la Fm. de Calcàries de Bovalar i la Fm. de Calcàries i dolomies de la Pleta, amb una relació de pas lateral-vertical entre elles (Fig. <sup>4</sup> 7.7). De vegades la dolomitització d'aquesta seqüència pot ser molt important, com és el cas de les serralades costaneres Catalanes. Del Montsià cap el S s'observa com l'efecte de la dolomitització disminueix.

7) Gènesi. Plataforma de carbonats soma i amb molt poc pendent deposicional, del tipus rampa. Les fàcies calcarenítiques de la Fm. de Bovalar són bancs marginals, els quals barrarien zones més protegides de lagoon i amples esplanades de marea, on es depositarien les fàcies micrítiques laminades de la Fm. de la Pleta. Les fàcies obertes de rampa serien els wackestones de Calpionella.

La discontinuïtat, finiberríasià (d6), del sostre de la seqüència deposicional, és de tipus subaeri, i està en relació amb importants fenòmens d'erosió. Així una gran part de la plataforma va quedar al descobert, amb la seva consegüent carstificació i desmantellament, a la vegada que es registraven significatives entrades de sediments terrigènics, majoritàriament als vorells de les conques.

8) Edat geològica i equivalència ambs altres unitats. El contingut en foraminífers d'aquesta unitat, ens donaria una edat kimmeridgiana superior-berriasiàtica o potser fóra millor dir-ne Riazaniàtica?. La seqüència deposicional de la Salzedella equival a la Fm. de Calcàries amb oncòlits de Higuieruelas de Gómez (1979), definida al sector Valencià de la Serralada Ibèrica (branca castellana). També equival a les Calcàries de Mortero (van Ginkel i Mekel, 1976) del sector de Muniesa-Montalbán.

9) Referències bibliogràfiques. Són totes les que s'han fet al llarg de la definició de la unitat, amb Salas (1986a); Salas et al. (1986a), Felgueroso i Ramirez del Pozo (1971).

#### 3.2.4.1. LA FORMACIÓ DE CALCÀRIES DE BOVALAR.

1) **Nom.** Prové de l'anticlinal de Bovalar, del que ja s'en ha parlat (vegi's 3.2.3).

2) **Rang. Formació.** Es defineix formalment aquesta unitat, la qual tant sols ho havia estat informalment (Solé et al., 1974).

3) **Antecedents històrics.** Definida de manera informal per Solé et al. (1974), ha estat més tard utilitzada per Salas (1986a) i Salas et al. (1986a).

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

Estratotip: Tall del camí nou de la Salzedella a l'ermita de St. Josep-Barranc de la Font de Seguer-Barranc d'En Carro. (vegi's 3.2.3.(4)).

5) Descripció. Vegi's la descripció de la seqüència deposicional de la Salzedella a la localitat tipus (vegi's 3.2.3 (5)).

6) Aspectes regionals. Unitat de gran extensió i homogeneïtat de fàcies, al Sud de la línia Coll de Querol-el Montsià.

7) Gènesi. Els trams calcarenítics són bancs marginals d'alta energia (shoals) mentre que els més micrítics, rics en dasicladàls són fàcies de lagoon.

8) Correlació amb altres unitats. Passa lateral i verticalment a la Fm. de Calcàries i dolomies de la Pleta. Per les altres equivalències vegi's la descripció de la seqüència deposicional de la Salzedella (3.2.3.(7)).

9) Edat. Kimmeridgià superior-Berriasià, determinada en base al contingut de foraminífers bentònics.

10) Referències. Les mateixes que per la seqüència deposicional de la Salzedella (3.2.3).

#### 3.2.4.1.1. Mb. de Calcàries i margues del Barranc d'En Carro.

1) Nom. Deriva del Barranc d'En Carro, vora la població de la Salzedella (Baix Maestrat).

2) Rang. Membre de la Fm. de Calcàries de Bovalar. La justificació de la definició d'aquesta unitat es fa en base a l'important canvi litològic que experimenta la Fm. de Bovalar, a la localitat tipus, al seu tram final.



3) Antecedents històrics. Utilitzada informalment per Salas et al. (1986).

4) Estratotip i altres seccions de referència.

-Tall del Barranc d'En Carro. Full 571 del MNE 1/50.000 (Vinaròs) X = 929,3; Y = 653,8. Columna estratigràfica (31-22) 4.100, des de la capa n 27 a la capa n 72 (vegi's la definició de l'estratotip a la seqüència deposicional de la Salzedella, 3.2.3.(4)).

5) Descripció. Vegi's la descripció de la seqüència deposicional de la Salzedella (3.2.3.(5)).

6) Aspectes regionals. La extensió d'aquesta unitat es limita a la seva àrea tipus, es a dir, al sector de la Salzedella-Sta. Magdalena de Polpis.

7) Gènesi. Lagoon amb esporàdiques influències dels bancs de barrera marginal (shoals).

8) Correlació amb altres unitats. El Mb. de Calcàries i margues del Barranc d'En Carro passa lateral i verticalment a la Fm. de Calcàries de Bovalar de la qual en forma part.

9) Edat. Berriassià-Portlandià terminal?.

10) Referències. Canerot (1974), Solé et al. (1974), Salas et al. (1986a).

### 3.2.4.2. LA FM. DE CALCÀRIES I DOLOMITES DE LA PLETA.

1) Nom. Prové de la masia de la Pleta, al Massís de Garraf, prop de Castelldefels.

2) Rang. Formació. Es una unitat litostratigràfica molt característica de les fácies de trànsit Juràssic-Cretaci, tant als Catalànids com a la Serralada Ibèrica oriental. Raó per la qual es fa necessària la seva definició formal.

3) Antecedents històrics. Rat (1966) va ser el primer en parlar d'aquesta unitat com: "Calcàries purbeckianes" del Camí de la Pleta. Posteriorment són estudiades per Esteban (1973) i Rosell-Ortiz (1978-79), Giner (1980) la defineix informalment com Fm. de Dolomies laminades de Garraf. Salas (1983), Salas (1986a) i Salas et al. (1986a) utilitzen a com sinònim informal d'aquesta unitat: "Calcàries de l'ermita d la Bota", del tall del Coll de Querol, a Morella (Els Ports).

4) Estratotip i altres seccions de referència.

Estratotip: Secció de la carretera de la Pleta, al Massís de Garraf. (vegi's 3.2.4.(4)).

Altres seccions de referència:

-Tall de la carretera de Vinaròs a Morella, des del Barranc de la Bota, a l'inici del Coll de Querol (vegi's 3.2.4.(4)).

5) Descripció. Es inclosa dins la descripció de la seqüència deposicional de la Salzedella (vegi's 3.2.4.(5)).

6) Aspectes regionals. Aquesta unitat es troba ben desenvolupada al N de la línia imaginària que uniria el Coll de Querol amb el Montsià. Es reconeix bé al sector de Vandellòs i del Montmell, a part de la secció tipus i de referència.

7) Gènesi. Esplanada mareal carbonatada.

8) Correlació amb altres unitats. La Fm. de Calcàries i dolomies de la Pleta passa lateral i verticalment a la Fm. de Calcàries de Bovalar. En el cas dels Catalànids, quan aquesta unitat es dolomititzada ho fa a la Fm. de Dolomies superiors de Garraf (Fig 3.7).

9) Edat. Portlandià superior?-Berriassià.

10) Referències. Totes les utilitzades al definir la seqüència deposicional de la Salzedella i les citades als antecedents històrics d'aquesta unitat.

#### 3.2.4.3. LA FM. DE DOLOMIES DE LES TALAIES D'ALCALÀ.

1) Nom. Deriva de la Serra de les Talaies d'Alcalà (Baix Maestrat).

2) Rang. Formació. L'importància de les dolomititzacions al límit Juràssic-Cretaci justifica la definició d'aquesta unitat.

3) Antecedents històrics. Són les dolomies de trànsit Juràssic-Cretaci de molts autors que s'han ocupat del tema, al sector entre el Montsià i la Serra

d'Espadà. Equivalen a la Fm. de Dolomies del Morrot Blanc, definida informalment per Giner (1980).

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

Estratotip: Camí nou de l'ermita de St. Josep des de la Salzadella. Full 571 del MNE 1/50.000 (Vinaròs) X = 929,3; Y = 653.

#### Altres seccions de referència:

- Tall de la cota 635 de les Talaies, pel vessant Sud, des del camí del Mas d'Ascla. Full 571 del MNE 1/50.000 (Vinaròs) X = 931; Y = 651,3.

- Tall del Morrot Blanc, a la Serra de l'Espareguera, pel Barranc de la Moreria fins sota la cota 950 (Morrot Blanc). Full 593 del MNE 1/50.000 (Les Coves de Vinromà) X = 907; Y = 640.

5) Descripció. Són dolsparites o dolomies de gra gros amb textura sucrosa i aspecte molt massiss, sovint sense cap resta de l'estratificació original. Solen presentar tonalitats vermelloses  $\phi$  a ocres, encara que també poden ser blanquinoses. Sovint presenten una porositat ven desenvolupada. Fins a 50 m a la secció tipus.

6) Aspectes regionals. Aquesta unitat és present des del sector de Perellò a la Serra de l'Espadà, amb la particularitat d'augmentar considerablement la seva gruixària als sectors d'alts paleogeogràfics (Fig. 3.7).

7) **Gènesi.** L'anàlisi de les composicions isotòpiques d'oxigen i carboni indiquen un origen hidrotermal (vegi's capítol 5).

8) **Correlació amb altres unitats.** Possiblement aquesta unitat equival a la Fm. de Dolomies superiors de Garraf, però al tractar-se d'un procés diagenètic, i la gran distància entre el Perelló i Garraf, s'aconsella prudència a l'hora de correlar aquestes dues unitats. Encara que les relacions estratigràfiques semblen indicar que són equivalents.

9) **Edat.** Per la seva posició estratigràfica, abasten l'interval Kimmeridgià superior-Portlandià-Berriasià.

10) **Referències.** Canerot (1974), Esteban (1973), Giner (1980), Salas et al. (1986b).

#### 3.2.4.4. LA FM. DE DOLOMIES SUPERIORS DE GARRAF.

1) **Nom.** Prové del Massís de Garraf.

2) **Rang.** Formació. Encara que presenten igual litologia dolomítica que la unitat infrajacent (Fm. de Dolomies de les Agulles), constitueixen una unitat individualitzada en el paisatge al sostre del gran paquet de dolomies negres. També, a escala microscòpica presenten fantasmes d'ooides, fet que les fa petrològicament distintes de les infrajacentes. En tercer lloc, passen sempre lateral i verticalment a la Fm. de Calcàries i dolomies de la Pleta. Tot plegat, malgrat tenir la mateixa litologia que la unitat infrajacent, m'ha semblat prou exclouent com per justificar la definició d'aquesta nova unitat.

3) Antecedents històrics. Esteban (1973) i Esteban i Julià (1973) denominen a tot el paquet dolomític que hi ha entre les bretxes infraliàsiques i la Fm. de la Pleta: Dolomies Negres. Aquesta unitat correspondria a la seva part superior.

4) Estratotip i altres seccions de referència.

Estratotip: Tall de la carretera de la Pleta, al Massís de Garraf. (vegi's 3.2.4.(4)).

Altres seccions de referència:

- Les "Agulles" (cota 548), al Massís de Garraf. Tram superior (vegi's 3.2.3.4 (4)).

5) Descripció. Per sobre les dolomies de les Agulles hi ha 40 m de dolsparites, doloosparites i dolmicrosparites laminades intercalades. Presenten tonalitats grises fosques, i són estratificades en bancs massissos i potents. També poden presentar alguna passada de bretxes intraformacionals.

6) Aspectes regionals. Aquesta unitat es troba representada al Montmell i al Massís de Garraf.

7) Gènesi. Dolomitització de carbonats d'aigües calentes, probablement per processos hidrotermals (Salas et al. 1986b).

8) Correlació amb altres unitats. El tipus de contacte amb la unitat dolomítica subjacent (Fm. de Dolomies de les Agulles) no s'ha pogut determinar bé encara. Lateral i verticalment passa a la Fm. de Calcàries laminades i

dolomies de la Pleta. Aquesta unitat equivaldria al tram superior de les Dolomies Negres d'Esteban (1973) i d'Esteban i Julià (1973). Per la seva situació estratigràfica podria ser equivalent de la Fm. de Calcàries de <sup>o</sup> Bavalar de la conca del Maestrat (Fig. 3.7), i de la Fm. de ~~Calcàries~~ <sup>Dolomies</sup> de les Talaies.

9) Edat. Davant la falta de fòssils, i en base a la seva posició estratigràfica, podria abastar una edat kimmeridgiana superior-berriasiana.

10) Referències. Són les que s'han anat citant al llarg de la definició de la unitat.

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

1) Nom. El nom de la unitat deriva de la Serra de Vallivana, situada al S de Morella (Els Ports), al peu de la qual hi ha el Santuari de la Mare de Déu del mateix nom (Full 545 del MNE 1/50.000).

2) Antecedents històrics. Es una unitat nova limitada per discontinuïtats, això no obstant, havia estat utilitzada abans informalment per Salas (1983), Salas (1986a) i Salas et al. (1986a). El nom geogràfic havia estat emprat abans per Canerot et al. (1982) per designar una formació d'edat berriasiana-valanginiana (vegi's 3.1.2.14.1).

3) Definició general. La seqüència deposicional de Vallivana és formada majoritàriament per carbonats, encara que a la base és registren eventuais entrades de materials terrigèncis. El seu límit inferior és la discontinuïtat ja comentada (d6) finiberriasiana, i el superior és una ruptura sedimentària

major (D2) que es manifesta per una etapa d'erosió important, carst i entrades de terrigens siliciclàstics. Es tracta, doncs, d'una discontinuïtat de tipus subaèri, on els fenòmens d'erosió i de carstificació són clarament manifestos als sectors marginals de les conques. Particularitat que ve accentuada pel menor grau de recobriment expansiu (onlap) de la seqüència deposicional valanginiana (Fig. 3.10) en relació a la subjacent. També cal destacar el canvi brusc de fàcies que es produeix amb el pas de la seqüència deposicional valanginiana a l'hauteriviana. La discontinuïtat finivalanginiana (D2) és fossilitzada per grainstones bioclàstics i carbonats marins de fàcies obertes, els quals reposen sobre el substrat valanginià, de calcàries d'aigua dolça, carstificat. (Fig. 3.10).

La seqüència deposicional valanginiana, l'última seqüència deposicional del gran cicle sedimentari del Juràssic, dins un marc general d'ambients marins d'aigües somes o d'aigua dolça, mostra una certa evolució del tipus de somerització creixent.

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

Estratotip: Es de tipus compost, ja que les quatre unitats litostratigràfiques que componen la seqüència deposicional no es troben mai juntes a cap secció (Fig. 3.7).

- Tall del Racó dels Polacos, cota dels Polacos (576) -La Buitrera-La Bastida (596)-Pedrera d'En Gros. Al Racó dels Polacos s'accedeix pel camí que surt prop del cementiri de la Salzedella en direcció al Barranc d'En Carro i Barranc Fondo, i que puja al pla dels Polacos passant per la Roca de l'Aliga. A la Pedrera d'En Gros és millor pujar-hi des de St. Mateu pel camí de la Gaita. Full 571 del MNE 1/50.000 (Vinaròs) X = 929,7; Y = 654,7, vertex dels



Polacos. Cota (596) La Bastida: X = 929,4; Y = 655,9. Columna (31-22) 4.100. Aquesta secció abasta: la Fm. de Calcàries dels Polacos, la Fm. de Calcàries i margues dels Mangraners i la Fm. de Calcàries de la Bastida.

- 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. 44). Aquesta sèrie comprèn: la Fm. de Gresos del Barranc d'En Siroll i la Fm. de Calcàries dels Polacos.

Altres seccions de referència:

- Tall del km 50 de la carretera de Vinaròs a Morella (N-232), en el Coll de Querol. Des de la capa de gresos vermellosos, fins una mica per sobre del primer gran revolt al N (km 50,35). Full 545 del MNE 1/50.000 (Morella) X = 912; Y = 668. Columna (30-21) 4.200. Fm. de Gresos del Barranc d'En Siroll, Fm. de Calcàries del Polacos i Fm. de Calcàries i margues dels Mangraners.

- Tall de la carretera de la Pleta, al Massís de Garraf. Materials més margosos de la base del Pic del Martell (cota 350) i calcàries més resistents del Pic del Martell. Full 448 del MNE 1/50.000 (El Prat del Llobregat) X = 1069,2; Y = 755,5. Columna (36-17) 4.100 Fm. de Calcàries i margues dels Mangraners i Fm. de Calcàries dels Polacos.

5) Descripció. Al Racó dels Polacos la seqüència deposicional valanginiana comença amb 40 m de wackestones blanquinosos de carofícies, gasteròpodes i vivalves (Fm. de Calcàries i margues dels Mangraners). Per sobre es disposa una unitat litològica formada per quatre bancs més resistents a l'erosió entre els quals s'intercalen passades més tendres: la Fm. de Calcàries dels Polacos. Aquesta unitat està constituïda a la base per un tram

de wackestones (fins 45 m) de foraminífers porcellanats, algues dasicladals, gasteròpodes i bivalves. Segueixen 120 m de grainstones oolítico-bioclàstics, en paquets massissos de fins 30 m de gruixària, els quals contenen choffatella i Valdanchella miliani, a més de la fauna esmentada anteriorment. Aquests trams massissos alternen amb nivells més tendres de wackestones i mudstones laminats amb porositat fenestral i senyals d'arrels, sovint ferruginitzades i dolomititzades. Acaba amb 35 m de margues noduloses, amb grans naticids, que alternen amb passades de grainstones bioclàstics, molt biotorbats, amb restes de peixos semiotiformes. Totes aquestes fàcies descrites s'agrupen en seqüències menors de somerització amb tendència a l'emersió (shoaling-upwards).

Per sobre de la Fm. de Calcàries dels Polacos es disposen 50 m més de calcàries amb carofícies, les quals s'han interpretat com un nou tascó de la Fm. de Calcàries i margues dels Mangraners. Immediatament per damunt, i de manera transicional, s'instal·len els materials carbonats de la Fm. de Calcàries de la Bastida (fins 330 m). Comença amb 210 m de wackestones grisos de carofícies, dasicladals i foraminífers porcellants principalment, amb intercalacions de mudstones laminats amb porositat fenestral. Als 100 m següents els materials, de fàcies semblants a les descrites, presenten intercalacions de grainstones bioclàstico-oolítics. Els darrers 20 m superiors de la unitat són formats per packstones-wackestones de rudistes i, al sostre, una barra de grainstones bioclàstico-oolítics rubefactats, la qual representaria en el depocentre el límit superior (D2) de la seqüència deposicional valanginiana.

A la conca del Maestrat, al N de Catí, entre el Barranc d'En Siroll i la Serra de Vallivana, sobre la discontinuïtat sedimentària basal (d6), es disposa una unitat gresosa: la Fm. de Gresos del Barranc d'En Siroll. Aquests

son més accessibles a la carretera del Santuari de l'Avellà que a la localitat tipus. Es tracta de cossos arenosos de geometria lenticular, amb bases erosives, còdols tous i estratificació encreuada del solc a la base i laminació encreuada a sostre. Les seqüències gresoses alternen amb trams calcàris (wackestones-packstones) arenosos de gasteròpodes i mudstones laminats amb porositat fenestral. Aquest conjunt pot arribar ha atènyer un màxim de 50 m de potència. Lateral i verticalment aquesta unitat pot passar tant a la Fm. de Calcàries dels Polacos, com a la Fm. de Calcàries dels Mangraners (Fig. 3.7). Al parastratotip de la Carretera de Catí a l'Avellà, els gresos de la Fm. del Barranc d'En Siroll passen verticalment a la Fm. de Calcàries dels Polacos (fins 30 m), amb fàcies i seqüències semblants a les de la localitat tipus de la Salzedella, però de menor gruixària i major nombre (Fig. 4.9).

Al tall del Coll de Querol, la seqüència deposicional de Vallivana consta de 2 m de gresos a la base, de la Fm. d'En Siroll, sobre la qual es disposen les calcàries de la Fm. dels Polacos (fins 40 m). Acabant amb les calcàries de carofícies i oncòlits de la Fm. dels Mangraners.

A la secció de la carretera de la Pleta, al Massís del Garraf, la Fm. de Calcàries i margues dels Mangraners (fins a 50 m) es disposa disconforme (d6) sobre la Fm. de Calcàries i dolomies de la Pleta. Es constituïda per una alternança de wackestones grisos, més o menys nodulosos, amb passades de margues noduloses. El conjunt conté carofícies, oncòlits, intraclàstos negres i grisos, gasteròpodes i ostracodes. Les superfícies ferruginitzades i les traces d'arrels hi són freqüents. Per sobre, i de manera transicional, descansen els materials de la Fm. de Calcàries dels Polacos, els quals donen la cinglera del Pic del Martell (fins a 50 m). Aquests presenten litologies, contingut fòssil i seqüències molt similars a les descrites per la localitat tipus de la conca del Maestrat. per sobre una discontinuïtat (d7 + D2) els

posa en contacte amb els materials barremitans. Es a dir, que hi falten els dipòsits hauterivians.

6) Aspectes regionals. La seqüència deposicional de Vallivana aflora bé a la part central i oriental de la conca del Maestrat, a l'E de la línia que uniria Tortosa, Pena-roja de Tastavins, Aiguaviva, Cantavella i Torreblanca. Cap a l'W experimenta un aprimament considerable a causa de l'erosió prehauteriviana, i a la cubeta del Perelló desapareix a causa de l'erosió, uns dos quilòmetres al N del poble. A la conca de Salou-Garraf no ultrapassa cap al N la línia que uniria el Coll de Santa Cristina (La Rubiola) amb la cota Cova (667 m) del Full de Valls MNE 1/50.000 n<sup>446</sup>), a causa, també, de l'erosió prebarremiana. Aquesta unitat no es troba a la cubeta de la Penyalgosa, ni al sector valencià, al menys en fàcies marines. En canvi, sí que es torna a trobar més cap al S, ja en el domini Prebètic extern.

La seqüència de Vallivana està formada per quatre unitats litostratigràfiques amb el rang de formació: la Fm. de Gresos del Barranc d'En Siroll, la Fm. de Calcàries i margues dels Mangraners, la Fm. de Calcàries dels Polacos i la Fm. de Calcàries de la Bastida. La relació entre elles es de pas lateral vertical (Fig. 3.7). A la cubeta de la Penyalgosa-Aliaga estaria representada per la Fm. de Gresos de Mora (Canerot et al., 1982).

7) Genesi. Plataforma de carbonats, d'aigües somes i amb poc pendent deposicional. La Fm. de Calcàries i margues dels Mangraners constituïrà dipòsits d'aiguamolls, a les parts més marginals de la plataforma. La Fm. de Gresos del Barranc d'En Siroll són dipòsits d'esplanada mareal mixta. La Fm. de Calcàries de la Bastida s'interpreta com a propera als bancs d'acumulació de fang carbonàtic o mud-banks. Aquests es desenvoluparien a l'interior d'una zona tranquil·la i protegida del lagoon. Les calcàries de la Fm. dels Polacos

han estat interpretades com el registre de bancs marginals oolítico-bioclàstics d'alta energia (shoals), amb els seus medis sedimentaris característics associats.

Com ja s'ha comentat més amunt, la discontinuïtat finivalanginiana (D2) és del tipus subaèri, i correspon a una etapa important d'erosió i desmantellament. En molts casos la llacuna estratigràfica associada abasta a part del Valanginià i l'Hauterivià, cas dels Catalànids: Garraf i Sta. Cristina. En altres, pot incloure tot el Valanginià, com és el cas de la cubeta de la Penyagolosa-Aliaga, on les fàcies detrítiques berriasianes i/o hauterivianes? (Weald) descansen disconformes o discordants sobre el substrat del Malm erosionat i rubefactat. Com exemples de disconformitats hi ha les columnes de Villahermosa del Rio (29-23) 4.200, o del Tossal d'Alcorna (24-24) 4.100. Però prop del Mas de la Mina, al Barranc del Salto del Caballo, les fàcies weald descansen discordants sobre el substrat del Malm erosionat i basculat (Fig. 3.11). També al mateix sector, les fàcies weald es presenten igualment discordants o disconformes sobre el Lias o el Keuper (Fig. 3.12), (Michel, 1974). Al sector del Castellar (Full 568, Alcalà de la Selva) els dipòsits detrítics de la seqüència deposicional hauteriviana: la Fm. de Gresos del Castellar, reposen discordants sobre els materials de la seqüència deposicional valanginiana (Fm. de Gresos de Mora) o el Malm erosionats. Als sectors marginals de la cubeta i les conques, és molt freqüent de trobar sumades les discontinuïtats finiberriasiana (d6) i finivalanginiana (D2). Aquesta llacuna estratigràfica, com veurem més endavant, creix a mesura que es vagi cap a sectors més marginals, i així s'acostuma a trobar al Barremià sobre el substrat del Malm erosionat (d6 + D2 + d7).

8) Edat geològica i equivalència amb altres unitats. El contingut en foraminífers bentònics d'aquesta unitat (Valdanchella miliani) permet donar

una edat de Valanginià inferior com a mínim. L'associació d'algues carofícies ens informa d'una edat compresa entre el Berriasià i el Valanginià (Martín Closas i Salas, 1987).

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

#### 3.2.5.1 LA FM. DE GRESOS DEL BARRANC D'EN SIROLL.

1) **Nom.** Prové del Barranc d'En Siroll, al W de Catí (l'Alt Maestrat).

2) **Rang. Formació.** La diferència litològica justifica la seva definició formal.

3) **Antecedents històrics.** Utilitzada informalment per Salas et al. (1986a), Salas (1986a).

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

Estratotip: Tall del Barranc d'En Siroll, al W de la població de Catí (l'Alt Maestrat). S'hi accedeix per la carretera de Catí a Ares i la carretera que va al Mas de Jaume Vicente, Full 570 del MNE 1/50.000 (Albocàsser) X = 910,5; Y = 656,9. Columna estratigràfica (30-22) 4.400.

#### Altres seccions de referència:

- Tall de la carretera de Catí al Santuari de la Mare de Déu de l'Avellà. Full 579 del MNE 1/50.000 (Albocàsser) X = 912,7; Y = 660,7 .

5) **Descripció.** Vegi's la descripció de la seqüència deposicional de Vallivana quan es parla d'aquesta unitat.

6) **Aspectes regionals.** Es una unitat d'extensió limitada, únicament és present al sector del N de Catí, entre el Barranc d'En Siroll i la Serra de Vallivana.

7) **Gènesi.** Fluvial i esplanada mareal mixta de terrígens i carbonats.

8) **Correlació amb altres unitats.** Lateral i verticalment passa indistintament a: la Fm. de Calcàries dels Polacos i a la Fm. de Calcàries i margues dels Mangraners (Fig. 3.7).

9) **Edat.** Per la seva posició estratigràfica, únicament, es considera valanginiana basal.

10) **Referències.** Les mateixes que per la seqüència deposicional de Vallivana (vegi's 3.2.5).

### 3.2.5.2 LA FM. DE CALCÀRIES DELS POLACOS.

1) **Nom.** Deriva de la cota dels Polacos a la Salzedella.

2) **Rang. Formació.** Les seves característiques litològiques i de individualitat dins del paisatge són un dels principals motius que recolzen la seva definició formal.

3) Antecedents històrics. Utilitzada informalment per Salas et al. (1986a), Salas (1986a).

4) Estratotip i altres seccions de referència.

Estratotip: Tall del Racó dels Polacos - Cota dels Polacos (576) (vegi's 3.2.5).

Altres seccions de referència:

- Tall del Coll de Querol, carretera de Morella, km 50 (vegi's 3.2.5).

- Secció de la carretera de Catí al Santuari de l'Avellà (vegi's 3.2.5).

- Tall de la carretera de la Pleta. Massís de Garraf (vegi's 3.2.5).

5) Descripció. Aquesta unitat ha quedat descrita dins la descripció de la seqüència deposicional de Vallivana (vegi's 3.2.5).

6) Aspectes regionals. Ocupa la part central i oriental de la conca del Maestrat, al Montsià dona lloc a una barra prominent sobre les dolomies: la barra del Montsianell. Pel N no sobrepassa la línia que uneix el Pantà de la Sénia amb el Coll de Querol. Cap a l'W no passa més enllà de la Rambla de la Viuda o Carbonera. A la cubeta del Perelló no es troba més al N del Barranc del Lleriola, columna (33-19) 4.100. A la conca de Salou-Garraf, el límit septentrional de la unitat és a la Juncossa del Montmell, la cota Cova (667 m).



7) Gènesi. Bancs marginals d'alta energia (shoals) que barrarien sectors de lagoon.

8) Correlació amb altres unitats. Aquesta unitat passa lateral i verticalment a la Fm. de Calcàries i margues dels Mangraners i a la Fm. de Gresos del Barranc d'En Siroll. (Fig. 3.7).

9) Edat. Valangià inferior, per la presència del foraminífer bentònic: Valdanchella miliani.

10) Referències. Són totes les utilitzades en la definició de la seqüència deposicional de Vallivana, més les de Canerot (1974), Canerot et al. (1982), Salas (1986a), Salas et al. (1986a).

### 3.2.5.3 LA FM. DE CALCÀRIES DE LA BASTIDA.

1) Nom. Prové del Massís de la Bastida, situat al S de St. Mateu (Baix Maestrat), sobre el qual hi ha les restes d'un poblat d'època ibèrica.

2) Rang. Formació. La definició com una unitat litostratigràfica formal queda justificada per les seves característiques litològiques diferenciadores, i per la seva individualització morfològica.

3) Antecedents històrics. Unitat de nova definició, utilitzada informalment per Salas et al. (1986a), Salas (1986a).

4) Estratotip i altres seccions de referència.

Estratotip: Secció del Massís de la Bastida, des del Coll de la Buitrera a la Pedrera d'En Gros. El primer troç de la sèrie es accessible des de la Salzedella, per la Pista dels Polacos i el Barranc Fondo, agafant després el tallafoc de la Bastida que porta fins al Coll de la Buitrera. La segona porció és més pràctic assolir-la des de St. Mateu, per la pista de la Gaita a la Pedrera d'En Gros (vegi's 3.2.5).

5) Descripció. Es inclosa a la descripció de la seqüència deposicional de Vallivana (vegi's 3.2.5).

6) Aspectes regionals. Aquesta unitat és present al sector central de la conca del Maestrat, concretament al seu depocentre: sector de la Salzedella - St. Mateu. Pel N no ultrapassa el sector del Massís de la Nevera de Catí. Per l'E s'atascona al Montsià, i per l'W no ultrapassa el Tossal d'Orenga.

7) Gènesi. Bancs de fang calcàri i medis associats (mud-banks) acumulats en zones tranquil·les del lagoon d'una plataforma de carbonats.

8) Correlació amb altres unitats. La Fm. de la Bastida passa lateral i verticalment a la Fm. de Calcàries i margues dels Mangraners i a la Fm. de Calcàries dels Polacos (Fig. 3.7).

9) Edat. Per la seva posició estratigràfica podria tenir una edat de Valanginià superior.

10) Referències. Són totes les cites fetes a la definció de la seqüència deposicional de Vallivana, amb: Canerot (1974), Canerot et al. (1982), Salas (1986a), Salas et al. (1986a).