



Estudio integrado (geología y paleontología) de la sucesión de dinosaurios (Maastrichtiense) de la vertiente surpirenaica

Violeta Riera Rubio

Tesis Doctoral

Director: Dr. Oriol Oms Llobet (Universitat Autònoma de Barcelona)
Co-director: Dr. Àngel Galobart Lorente (Institut Català de Paleontologia)

Departament de Geologia, Facultat de Ciències, Universitat Autònoma de Barcelona (2010).

Departament de Geologia, Facultat de Ciències
Programa de Doctorat en Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona

“Estudio integrado (geología y paleontología) de la sucesión de dinosaurios (Maastrichtiense) de la vertiente surpirenaica”

Doctoranda: Violeta Riera Rubio

Dr. Oriol Oms Llobet
Director

Dr. Àngel Galobart Lorente
Co-director

Bellaterra, mayo de 2010

“Vas a nedar a una platja d’arena. Entre els granets hi ha closques de caragola, copinyes i pedretes. Penses quant de temps fa que hi són aquestes pedretes. [...] N’agafes una [...]. De sobte el sentit comú t’inunda. Si ho penses bé, aquesta pedreta és tan antiga com la Terra, més encara, és tan antiga com l’Univers.”

Joan Miquel Oliver

Sumario

Agradecimientos	pg. 1
1. Objetivos	pg. 3
2. Introducción	
2.1. Situación geológica general. Los Pirineos.....	pg. 5
2.2. Los materiales continentales del tránsito Cretácico-Paleoceno de la vertiente surpirenaica: generalidades y distribución.....	pg. 6
2.2.1. Sinclinal de Vallcebre y zonas próximas.....	pg. 10
2.2.2. Sinclinal de Coll de Nargó.....	pg. 14
2.2.3. Sinclinal de Tremp	pg. 14
2.2.4. Sinclinal de Àger	pg. 18
2.3. Los materiales continentales del tránsito Cretácico-Paleoceno de la vertiente norpirenaica y el Bajo Languedoc y la Provenza: generalidades y distribución	pg. 19
2.3.1. Vertiente norpirenaica	pg. 21
2.3.2. Bajo Languedoc y Provenza	pg. 25
2.4. El registro de dinosaurios del Cretácico terminal (Campaniense y Maastrichtiense).....	pg. 28
2.5. Geoquímica de isótopos estables y elementos traza en huevos de dinosaurio y carbonatos pedogénicos	pg. 32
3. Materiales y métodos	
3.1. Métodos generales	pg. 33
3.2. Cartografía	pg. 33
3.3. Litoestratigrafía y sedimentología.....	pg. 34
3.3.1. Conteo de láminas mareales	pg. 34
3.3.2. Paleocorrientes	pg. 35
3.3.2.1. Orientaciones de huesos.....	pg. 35
3.3.2.1. Orientaciones de restos vegetales	pg. 35
3.3.3. Contexto sedimentológico de los restos fósiles.....	pg. 36
3.4. Paleontología.....	pg. 37
3.5. Magnetoestratigrafía.....	pg. 38
3.5.1. Métodos de campo.....	pg. 38
3.5.2. Métodos de laboratorio	pg. 39
3.6. Caracterización petrológica y geoquímica.....	pg. 39
3.6.1. Materiales.....	pg. 39
3.6.2. Preparación de las muestras	pg. 40
3.6.3. Métodos.....	pg. 40
3.6.3.1. Caracterización mineralógica y elemental.....	pg. 40
3.6.3.2. Caracterización textural-petrológica	pg. 41
3.6.3.3. Caracterización geoquímica	pg. 42
4. Sucesión sedimentaria y datación	
4.1. Litofacies.....	pg. 43
4.1.1. Descripción de litofacies.....	pg. 44
4.2. Sinclinal de Vallcebre	pg. 55
4.2.1. Sucesión sedimentaria.....	pg. 55
4.2.1.1. Unidad gris.....	pg. 55
4.2.1.1.1. La transición entre los materiales marinos y la unidad gris. El nivel de los cementos.....	pg. 58
4.2.1.2. Unidad roja inferior	pg. 62
4.2.1.3. Calizas de Vallcebre	pg. 62
4.3. Sinclinal de Coll de Nargó	pg. 63
4.3.1. Sucesión sedimentaria.....	pg. 63
4.3.1.1. Unidad gris.....	pg. 63
4.3.1.1.1. La transición entre los materiales marinos y la unidad gris.....	pg. 65

4.3.1.2. Unidad roja inferior.....	pg. 65
4.3.1.3. Equivalentes laterales de las Calizas de Vallcebre	pg. 66
4.3.2. Datación	pg. 66
4.4. Sinclinal de Tremp	pg. 67
4.4.1. Sucesión sedimentaria	pg. 67
4.4.1.1. Unidad gris	pg. 68
4.4.1.1.1. La transición entre los materiales marinos y la unidad gris	pg.69
4.4.1.2. Unidad roja inferior	pg. 70
4.4.1.2.1. Bioturbaciones	pg. 72
4.4.1.2.2. Paleosuelos	pg. 74
4.4.1.3. Equivalentes laterales de las Calizas de Vallcebre	pg. 75
4.4.1.4. Sucesión sedimentaria general	pg. 75
4.4.2. Paleomagnetismo.....	pg. 77

5. Formación de yacimientos

5.1. Efecto del ambiente en el registro (contexto sedimentológico de los restos fósiles)	pg. 81
5.1.1. Huesos	pg. 83
5.1.2. Huellas	pg. 87
5.1.3. Huevos	pg. 89
5.2. Procesos de formación de yacimientos	pg. 95
5.2.1. Fumanya Sud	pg. 95
5.2.2. Basturs Poble	pg. 98
5.2.3. Yacimientos del Maastrichtiense terminal	pg.104
5.2.3.1. Costa Roia	pg.104
5.2.3.2. Els Cingles del Boixader	pg.105
5.2.3.3. Mata del Viudà	pg.107
5.2.4. Otros yacimientos	pg.107
5.2.4.1. Lo Bas-1	pg.107

6. Sucesión paleontológica

6.1. Sinclinal de Vallcebre.....	pg.109
6.1.1. Sucesión de yacimientos	pg.109
6.1.2. Sucesión de dinosaurios	pg.111
6.1.2.1. Saurópodos	pg.111
6.1.2.2. Terópodos	pg.112
6.1.2.3. Ornitópodos	pg.112
6.1.2.4. Huevos	pg.112
6.2. Sinclinal de Coll de Nargó.....	pg.113
6.2.1. Sucesión de yacimientos	pg.113
6.2.2. Sucesión de dinosaurios	pg.115
6.2.2.1. Saurópodos	pg.115
6.2.2.2. Huevos	pg.115
6.3. Sinclinal de Tremp	pg.116
6.3.1. Sucesión de yacimientos	pg.116
6.3.2. Sucesión de dinosaurios	pg.118
6.3.2.1. Saurópodos	pg.118
6.3.2.2. Terópodos	pg.119
6.3.2.3. Ornitópodos	pg.119
6.1.2.4. Anquilosaurios	pg.120
6.4. Sinclinal de Àger	pg.120
6.5. Sucesión global de la vertiente surpirenaica	pg.122
6.5.1. Sucesión de dinosaurios	pg.122
6.5.2. Sucesión de ooespecies	pg.123
6.6. El registro de dinosaurios del Cretácico terminal en Francia	pg.124
6.6.1. Campaniense	pg.124
6.6.2. Tránsito Campaniense-Maastrichtiense	pg.125
6.6.3. Maastrichtiense	pg.125
6.6.3.1. Margas rojas inferiores	pg.125

6.6.3.2. Margas rojas de Roquelongue	pg.127
6.6.3.3. Caliza Nankin	pg.128
6.6.3.4. Margas de Auzas	pg.128
6.6.3.5. Calizas de Vignevielle	pg.129
6.6.4. Begudo-Rognaciense y Rognaciense	pg.129
6.6.5. Sucesión de yacimientos	pg.130
6.6.6. Sucesión de dinosaurios	pg.130
6.6.7. Sucesión de ooespecies	pg.131

7. Caracterización petrológica y geoquímica de huevos de dinosaurio y carbonatos pedogénicos

7.1. Huevos de dinosaurio	pg.133
7.1.1. Caracterización mineralógica	pg.133
7.1.2. Caracterización textural-petrológica	pg.134
7.1.2.1. Microscopio petrográfico	pg.134
7.1.2.2. Microscopio electrónico de barrido con electrones retrodispersados	pg.136
7.1.2.3. Catodoluminiscencia	pg.138
7.1.3. Caracterización geoquímica	pg.139
7.1.3.1. Isótopos	pg.139
7.1.3.2. Elementos traza	pg.142
7.2. Nódulos edáficos de carbonato	pg.144
7.2.1. Caracterización mineralógica	pg.144
7.2.2. Caracterización textural-petrológica	pg.144
7.2.3. Caracterización geoquímica	pg.146

8. Discusión

8.1. Sucesión sedimentaria y datación	pg.151
8.1.1. Sucesión sedimentaria	pg.151
8.1.1.1. Unidad gris	pg.151
8.1.1.2. Unidad roja inferior	pg.154
8.1.1.3. Sucesión sedimentaria general de los sinclinales de Vallcebre y Trep	pg.154
8.1.2. Datación	pg.156
8.1.2.1. Magnetoestratigrafía del sector oriental del sinclinal de Trep (Conca Dellà)	pg.156
8.1.2.2. El límite K/T en el sinclinal de Trep	pg.156
8.1.2.3. Datación de la Fm. Trep en el sinclinal de Coll de Nargó	pg.157
8.1.3. Precisiones estratigráficas y cronológicas	pg.157
8.1.3.1. Sinclinal de Trep	pg.157
8.1.3.2. Sinclinal de Àger	pg.158
8.1.3.3. Sinclinal de Vallcebre	pg.159
8.1.4. Integración de las sucesiones de la vertiente surpirenaica	pg.159
8.1.5. Integración con las sucesiones del sur de Francia	pg.160
8.1.6. Bioturbaciones, paleosuelos y clima	pg.162
8.2. Formación de yacimientos	pg.163
8.2.1. Fumanya Sud	pg.163
8.2.2. Basturs Poble y otros yacimientos en sistemas fluviales	pg.164
8.2.3. Efecto del ambiente en el registro (contexto sedimentológico de los restos fósiles)	pg.168
8.3. Sucesión paleontológica	pg.171
8.3.1. Saurópodos	pg.171
8.3.2. Terópodos	pg.172
8.3.3. Ornitópodos	pg.172
8.3.4. Anquilosaurios	pg.174

8.3.5. Sucesión de ooespecies	pg.174
8.3.6. Sucesión global	pg.175
8.4. Caracterización petrológica y geoquímica de huevos de dinosaurio y nódulos pedogénicos.....	pg.176
8.4.1. Geoquímica de los huevos de dinosaurio y los nódulos edáficos	pg.176
8.4.2. Evolución vertical de los valores isotópicos de los nódulos edáficos	pg.181
9. Conclusiones	
9.1. Sucesión sedimentaria y datación.....	pg.185
9.2. Sedimentología y formación de yacimientos.....	pg.187
9.3. Sucesión paleontológica	pg.188
9.4. Caracterización petrológica y geoquímica de huevos de dinosaurio y nódulos pedogénicos	pg.189
9. Bibliografía	pg.191
Anexo 1: Cartografía geológica	
Anexo 2: Paneles de correlación	
Anexo 3: Magnetoestratigrafía	
Anexo 4: Formación de yacimientos. Tablas	
Anexo 5: Yacimiento de Basturs Poble	
Anexo 6: Tablas de sucesión de yacimientos	
Anexo 7: Caracterización petrológica y geoquímica de huevos de dinosaurio y carbonatos pedogénicos. Tablas y secciones estratigráficas	
Anexo 8: La transición entre los materiales marinos y la unidad gris	

Agradecimientos

Querría expresar mi agradecimiento por el apoyo y la ayuda prestados durante la elaboración de esta tesis a las siguientes instituciones: Universitat Autònoma de Barcelona, Institut Català de Paleontologia, Museu de la Conca Dellà, Ayuntamiento de Isona i Conca Dellà, Museu Comarcal de Ciències Naturals de Tremp y Universitat de Barcelona (Servicios científico-técnicos). Este trabajo no habría sido posible sin la beca FI otorgada por la Generalitat de Catalunya (Departament d'Innovació, Universitats i Empresa) y el Fondo Social Europeo.

Asimismo agradezco su ayuda e interés a las siguientes personas: Dr. Jaume Dinarès (INGV), Dr. Josep Maria Marmi (ICP), Dr. Nikolaus Malchus (ICP), Albert Garcia (ICP), Begoña Poza (ICP), Bernat Vila (ICP), Dr. Bernard Gomez (UCBL, CNRS-UMR), Marcos Martín, Elena Nieto (MCCN, ICP), Jordi Panisello, Dr. José Ignacio Canudo (UZ), Dr. Juan José Pueyo (UB), Dra. Laura Rosell (UB), Dra. Marta Rejas (ICTJA-CSIC) y Dr. Javier García-Veigas (UB). No querría dejar de mencionar tampoco a todos los voluntarios que han participado en las excavaciones y al personal administrativo de la secretaría del Departamento de Geología de la UAB.

De un modo especial querría dar las gracias a mis compañeros de la Unidad de Estratigrafía de la UAB durante estos años, muy especialmente a la Dra. Rita Estrada y al Dr. Eudald Maestro, además de al Dr. Enric Vicens, que

midieron algunas de las secciones estratigráficas de los sinclinales de Vallcebre y Coll de Nargó.

También me gustaría dar las gracias al Dr. Pere Anadón (ICTJA-CSIC), por sus aportaciones, críticas y consejos en las cuestiones petrológicas y geoquímicas.

Merece también mención Rodrigo Gaete (MCD) por su ayuda, imprescindible para la elaboración de los capítulos de paleontología.

Por supuesto, esta tesis no se habría podido llevar a cabo sin el apoyo de mis directores de tesis. Al Dr. Oriol Oms (UAB) le agradezco su implicación y dedicación en el conjunto de la tesis y especialmente en los capítulos que tratan de temas geológicos y al Dr. Àngel Galobart (ICP) el seguimiento de los capítulos de paleontología.

Muy especialmente querría dar las gracias a mi familia y amigos, en especial a aquellos que en alguna ocasión me ayudaron en el trabajo de campo.

Una vez más, gracias a todos.

Capítulo 1

Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es la obtención de una sucesión integrada de los depósitos continentales con restos de dinosaurios (Fm. Tresp) del Cretácico terminal de la vertiente surpirenaica (sinclinales de Vallcebre, Coll de Nargó y Tresp). Para ello es necesaria la consecución previa de los objetivos parciales siguientes:

1. El establecimiento de un marco estratigráfico del Campaniense-Maastrichtiense continental de los sinclinales de Vallcebre, Coll de Nargó y Tresp en el cual situar los yacimientos paleontológicos así como las muestras de los estudios de paleomagnetismo y geoquímica.
2. La datación mediante estudios de paleomagnetismo de la sucesión del sector oriental del sinclinal de Tresp (Conca Dellà).
3. La correlación de las diferentes sucesiones de la vertiente surpirenaica con el fin de obtener un marco litoestratigráfico global.

4. El estudio de las facies y asociaciones de facies y su relación con los paleoambientes y el registro paleontológico para evaluar la existencia o no de sesgos ambientales.
5. El estudio sedimentológico de los yacimientos más representativos (Fumanya, Basturs Poble, Costa Roia, Cincles del Boixader, Mata del Viudà y Lo Bas-1), con el fin de establecer sus procesos de formación y su relación con los restos fósiles hallados.
6. El conocimiento en detalle de las sucesiones de dinosaurios de la vertiente surpirenaica, así como las de otras áreas próximas (vertiente norpirenaica y Bajo Languedoc y Provenza) a fin de establecer comparaciones y obtener una sucesión de dinosaurios global. La integración de esta sucesión con los datos derivados de los estudios sedimentológicos ha de permitir tener en cuenta los sesgos ligados al ambiente. De este modo, se podrá llevar a cabo un estudio riguroso de los datos que aporta esta sucesión en términos de diversidad, composición y abundancia de las faunas.
7. El estudio de isótopos estables (carbono y oxígeno) y elementos traza de las secciones con carbonatos biogénicos y pedogénicos disponibles (huevos de dinosaurio y nódulos edáficos) a fin de llevar a cabo una caracterización paleoambiental (reconstrucción paleoambiental y presencia/ausencia de fluctuaciones climáticas) a partir de su evolución vertical en los sinclinales de Vallcebre y Coll de Nargó, con abundantes horizontes muestreables. Además, junto con los datos de las muestras de la parte alta del sinclinal de Tremp (Puig Pedrós) servirá para localizar la excursión de $\delta^{13}\text{C}$ asociada al límite K/T.

Capítulo 2

Introducción

2.1. Situación geológica general. Los Pirineos

Los Pirineos son la cordillera alpina que se formó en el límite entre las placas Europea e Ibérica como resultado de una colisión continental entre ambas entre el Cretácico superior y el Mioceno inferior (Muñoz, 1992). Esta colisión causó la inversión positiva y deformación de las cuencas sedimentarias mesozoicas. Los Pirineos se extienden desde la plataforma Cantábrica al oeste hasta la Provenza al este, con una longitud de 1500 Km y una anchura media de 200 Km.

Están formados por un zócalo paleozoico deformado durante la orogenia varisca y una cobertera sedimentaria en la que se desarrolla un cinturón de pliegues y cabalgamientos de doble vergencia (vergenza norte en la zona norte y sur en la zona sur) que les confieren su característica estructura en forma de abanico disimétrico. Los Pirineos tradicionalmente se han subdividido en tres unidades atendiendo a este hecho. De norte a sur se han delimitado tres zonas mayores (zonación clásica actualizada de la cadena definida por Mattauer en 1968, figura 2.1): la zona norpirenaica, la zona axial y la zona surpirenaica. Las cuencas de antepaís respectivas son la Cuenca de Aquitania al norte y la del Ebro al sur.

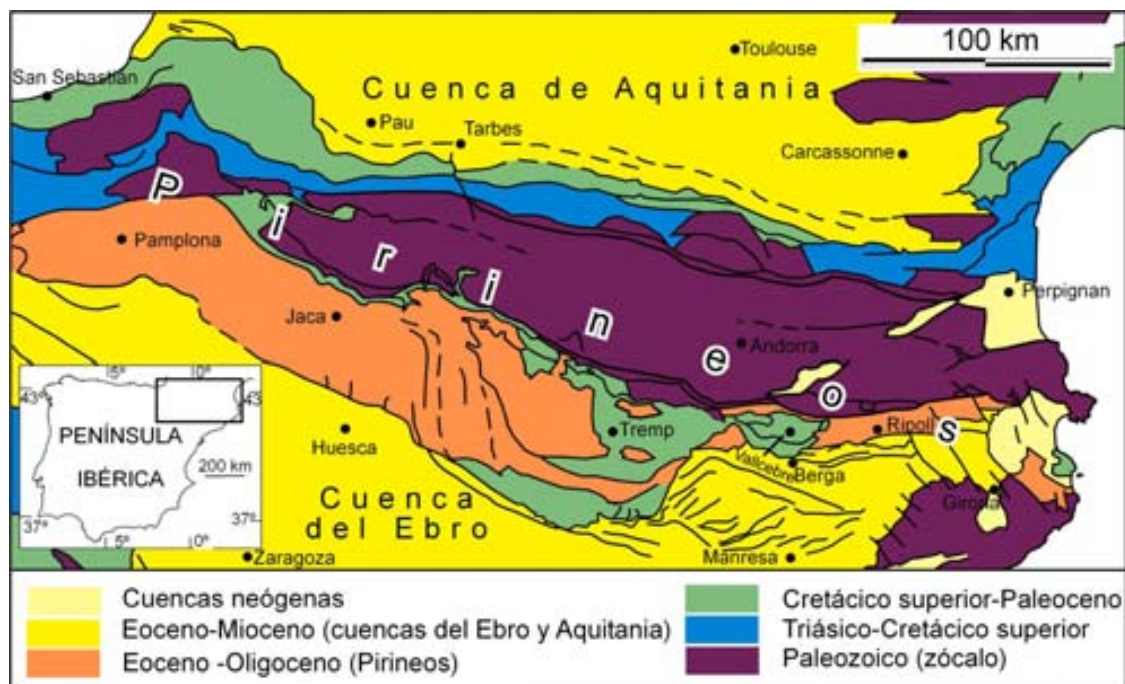


Figura 2.1. Mapa geológico de los Pirineos (adaptado de Vergés y Muñoz, 1990).

La zona surpirenaica (Mattauer y Henry, 1974) está constituida por una serie de unidades alóctonas que pueden involucrar en sus desplazamientos materiales del zócalo y de la cobertera o sólo de la cobertera. De este modo, el conjunto de estas unidades ha sido dividido en dos tipos: las láminas cabalgantes inferiores, formadas por materiales de cobertera y zócalo, y las láminas cabalgantes superiores, formadas por depósitos de cobertera esencialmente mesozoicos (Muñoz et al., 1984).

Dentro de las láminas cabalgantes superiores, en el Pirineo central se pueden identificar tres frentes, que de norte a sur son: la lámina cabalgante de Bòixols-Sant Corneli, la lámina cabalgante del Montsec y las láminas cabalgantes que forman el conjunto de unidades imbricadas de las Sierras Marginales. En el Pirineo oriental se encuentran las láminas cabalgantes del Pedraforca y del Cadí (Vergés y Muñoz, 1990).

Las láminas cabalgantes del Montsec y del Pedraforca contienen las cuencas de *piggy-back* de Tremp y Vallcebre, respectivamente. De igual modo, las láminas de las Sierras Marginales y del Cadí contienen las cuencas de Àger y Ripoll.

2.2. Los materiales continentales del tránsito Cretácico-Paleoceno de la vertiente surpirenaica: generalidades y distribución

Los sedimentos continentales de edad Cretácico superior-Paleoceno que se encuentran en las cuencas surpirenaicas, se conocen como Formación Tremp (Mey et al., 1968) o *Garumniense*. Este último término, propuesto por Leymerie (1862) en la Haute-Garonne (Francia), se ha utilizado ampliamente en la geología de los Pirineos a pesar de que, desde que se definió, su edad y

posición así como su connotación crono o solamente estratigráfica han sido discutidas con frecuencia (ver Bataller, 1958; Gutiérrez y Robles, 1979). A partir del trabajo de Mey et al. (1968), la mayoría de autores aceptan como sinónimos los términos *Garumniense* y *Formación Tremp* que, posteriormente, Cuevas (1992) ha elevado a la categoría de Grupo. Aunque la mayoría de los autores recomiendan restringir la utilización del término *Garumniense*, éste tiene un uso muy extendido de manera informal.

La primera referencia al “Garumniense” de la vertiente surpirenaica se debe también a Leymerie (1868), que lo describió en el sinclinal de Coll de Nargó. Posteriormente, Vidal (1871, 1874, 1875, 1921) lo identifica y estudia en las zonas de Berga, Isona y Coll de Nargó.

El límite inferior de la Fm. Tremp corresponde al tránsito a los materiales de edad Campaniense superior-Maastrichtiense de la Formación Arenisca de Arén (Mey et al., 1968) y equivalentes laterales (Formación Calizas de Les Serres, Souquet, 1967, en el sinclinal de Àger). Tradicionalmente se había asociado el cambio litológico de la base de la Fm. Tremp a un cambio cronoestratigráfico (p. ej. Dalloni, 1930; Bataller, 1958; Rosell, 1967; Mey et al., 1968). Sin embargo, actualmente y desde los trabajos de Souquet (1967), Garrido Megías y Ríos Aragüés (1972) y Liebau (1973), su carácter diacrónico está ampliamente aceptado. El límite superior corresponde a las Calizas de Alveolinas o depósitos margosos lateralmente equivalentes del Grupo Fígols, de edad Ilerdiense (Eoceno inferior, Fonnesu, 1984) o la Formación Roda (Mey et al., 1968).

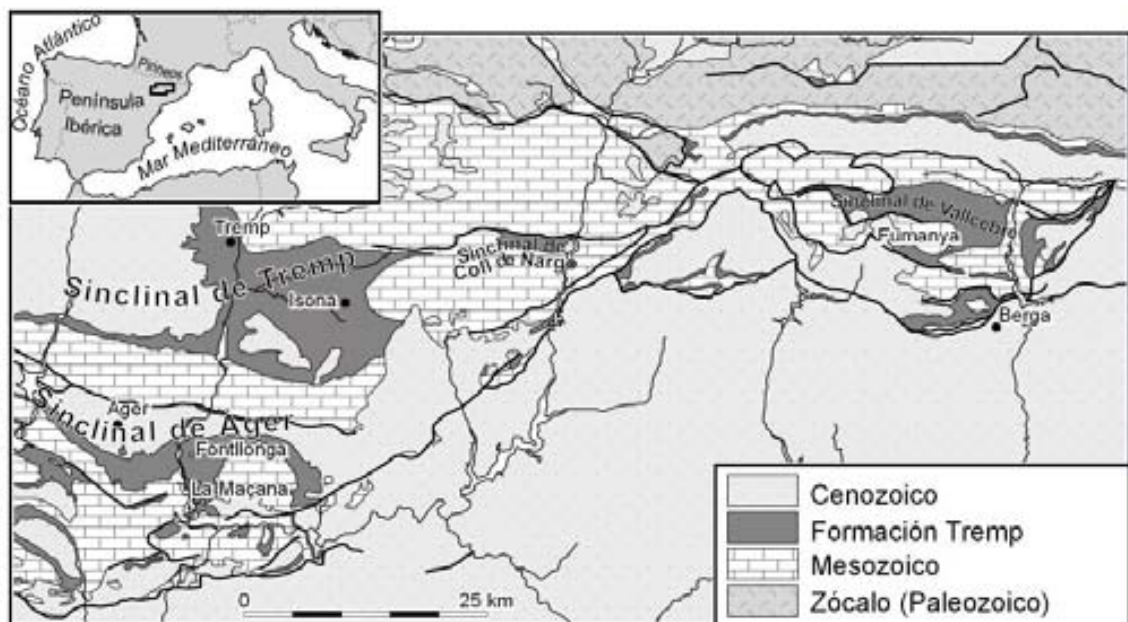


Figura 2.2. Mapa geológico de la distribución de la Formación Tremp en el área estudiada (modificado de Riera et al. 2009a, dibujo original de E. Vicens).

Los materiales de la Fm. Tremp se extienden de este a oeste, desde las proximidades de la costa mediterránea hasta Navarra, donde se acuñan gradualmente. En el Pirineo central los encontramos únicamente en las láminas

cabalgantes del Montsec y de las Sierras Marginales así como al este de la falla del Segre, en las respectivas equivalentes del Pedraforca y del Cadí (figuras 2.1, 2.2). Estos depósitos también existen en la vertiente norpirenaica. La Fm. Tremp tiene un carácter sintectónico (Souquet, 1967; Garrido Megías y Ríos Aragués, 1972; Liebau, 1973; Simó y Puigdefàbregas, 1985; Eichenseer, 1988; Deramond et al., 1993).

Dentro de la Fm. Tremp se pueden distinguir cuatro unidades litológicas de potencias variables que, de base a techo, son (Rosell et al. 2001):

1. *Unidad gris.* Bien representada en las láminas cabalgantes del Montsec y del Pedraforca, está formada mayoritariamente por lutitas grises con abundantes invertebrados que pueden tener intercaladas capas de carbones, calizas con carofitas y/o ostrácodos y areniscas. Está interpretada como depósitos de *lagoon* de salinidad variable situados lateral y proximalmente a los sistemas de isla barrera que construyen la Arenisca de Arén. Hacia continente estarían limitados por una llanura de marea que pasaría a un área de sedimentación continental pantanosa (Nagtegaal, 1972; Liebau, 1973; Díaz Molina, 1987; Cuevas, 1992; Ardèvol et al., 2000; Rosell et al., 2001). En estas zonas pantanosas se produciría una abundante acumulación de restos vegetales que posteriormente darían lugar a los depósitos de lignitos. Se le atribuye una edad Maastrichtiense a partir de la fauna que contiene (Rosell et al., 2001).
2. *Unidad roja inferior.* Está formada por lutitas rojas con intercalaciones de areniscas y paleosuelos. En la base, son frecuentes los niveles con oncolitos. Cerca del techo de esta unidad y, separado por unos pocos metros de lutitas de las suprayacentes Calizas de Vallcebre, existe un nivel de areniscas y/o conglomerados muy constante (*Arenisca con reptiles* o *Arenisca de Aransís* de Masriera y Ullastre, 1982; Ullastre y Masriera, 1983). Estas facies se interpretan como depósitos aluviales y fluviales de llanura de inundación con intercalaciones de canales de tipo *braided* y meandriforme y calizas lacustres-palustres (Díaz Molina, 1987; Krauss, 1990; Cuevas, 1992; Rosell et al., 2001). Los sedimentos de las llanuras de inundación tenían una cubierta vegetal seguramente permanente. La vegetación también colonizaba los sedimentos de los canales, techos de barras de meandro y canales abandonados (Díaz Molina, 1987) y era de tipo herbáceo y arbustivo. Las áreas lacustres-palustres se localizarían en zonas deprimidas de la llanura aluvial donde la actividad de los sistemas fluviales quedaría atenuada (Cuevas, 1992). Esta unidad tiene una edad mayoritariamente Maastrichtiense. El límite Cretácico-Terciario se sitúa en torno a su techo, muy cerca del límite con las calizas de la unidad suprayacente (Rosell et al., 2001).
3. *Calizas de Vallcebre y equivalentes laterales.* Estas calizas han recibido distintos nombres dependiendo del autor y la zona:

Garumniense medio (Rosell, 1967), *Formación Sant Salvador de Toló* (Cuevas y Mercadé, 1988) o *Formación calizas de Suterranya y Sant Salvador* (Cuevas, 1992) en el sinclinal de Tresp; *Garumniense medio* (Llompert y Krauss, 1982) o *Formación Fontllonga* (Cuevas y Mercadé, 1988) en el sinclinal de Àger y *Miembro Calizas de Vallcebre* (Solé Sugrañes, 1970) en el sinclinal de Vallcebre. En general son calizas micríticas con carofitas y *Microcodium* a techo que se interpretan como lacustres y representan episodios de colmatación de lagos de salinidad variable próximos a la línea de costa (López-Martínez et al., 2006). Se han datado como danienses (Rosell et al., 2001). En el sinclinal de Tresp, a techo de esta unidad, se encuentra el *horizonte Colmenar-Tresp*, un horizonte doble de paleosuelos calcimorfos o yesíferos que marca una importante ruptura sedimentaria (Eichenseer y Krauss, 1985; Eichenseer, 1988; Krauss, 1990; López-Martínez et al., 2006).

4. *Unidad roja superior*. Está formada por lutitas de color rojo intenso, areniscas y conglomerados. En la parte alta puede tener intercalaciones de capas con oncolitos así como importantes niveles de yeso. La presencia de *Microcodium* es muy frecuente. Se interpreta como depósitos de sistemas fluviales y aluviales y tiene una edad paleocena (Rosell et al., 2001).

Las dataciones en la Fm. Tresp son difíciles al tratarse de depósitos continentales con ausencia de niveles con fauna útil para datar ni materiales que permitan aplicar dataciones absolutas. La parte basal (unidad gris) acostumbra a estar bien datada gracias a las intercalaciones marinas y salobres existentes con carofitas (Feist y Colombo, 1983), foraminíferos (Caus y Gómez Garrido, 1989) ostrácodos (Liebau, 1973), moluscos (Bataller et al., 1953; Liebau, 1973; Pons, 1977; Vicens et al., 2004) y polen (Ashraf y Erben, 1986; De Porta et al., 1985; Médus et al., 1992).

El principal problema cronoestratigráfico de la Fm. Tresp es la localización precisa del límite Cretácico-Terciario (límite K/T¹ a partir de ahora) dada la pobreza faunística y florística de las partes media y superior de la serie. Tradicionalmente se habían utilizado como criterios para establecer su posición, la desaparición de niveles con restos de dinosaurios y la gran expansión de *Microcodium* (mineralización, biológicamente inducida, de carbonato cálcico producida por un organismo saprófito con micelios y bacterias asociadas; Kabanov et al., 2008). Sin embargo, éstos no permiten una situación exacta del mismo, así como tampoco los estudios bioestratigráficos realizados posteriormente con polen y carofitas (Babinot et al., 1983; Feist y Colombo, 1983; Masriera y Ullastre 1983; Ullastre y Masriera, 1983; Masriera y Ullastre 1988; Médus et al. 1988; Masriera y Ullastre, 1990; Galbrun et al., 1993 Fernández-Marrón et al., 2004) ni los trabajos de estratigrafía secuencial (Ardèvol et al., 2000) y magnetoestratigrafía (Galbrun et al., 1993; Oms et al., 2007). No obstante, en el sinclinal de Àger, el límite K/T

¹ Estrictamente este límite debería denominarse Cretácico-Paleoceno, pero el término Cretácico-Terciario (y su abreviación K/T) es ampliamente utilizado.

ha sido localizado en un intervalo de 3 metros utilizando datos aportados por correlaciones estratigráficas, faunas de vertebrados e isótopos estables (López-Martínez et al., 1998). Asimismo, en los Pirineos no se ha encontrado la anomalía de iridio asociada al límite K/T (Médus *et al.*, 1988; Galbrun et al., 1993), lo que podría indicar, o bien que el límite K/T podría no coincidir con un nivel litológico constante (Feist y Colombo, 1983), o que podría no haber quedado registrado como consecuencia de un hiato en la sedimentación. No obstante, en registros estratigráficos marinos relativamente cercanos (secciones de Zumaya, Caravaca, Agost, etc.), este límite está bien reconocido (ver Molina et al., 1996, Canudo et al. 1991, 1995; Molina et al., 1994, 1998; Kaiho y Lamolda, 1999; Arz et al. 2000; Alegret 2007).

Con todo, algunos autores han dado criterios generales para situar el límite K/T a partir del establecimiento de dos importantes niveles de referencia presentes en todas las cuencas (Masriera y Ullastre 1983, 1988, 1990; Ullastre y Masriera, 1983): la Arenisca *con reptiles* (que contiene restos de dinosaurios) y las *Calizas de Vallcebre* (y equivalentes laterales) de edad dano-monticense (Feist y Colombo, 1983; Masriera y Ullastre, 1990), por encima de la cual están presentes niveles con moluscos paleocenos (*Vidaliella gerundensis* y/o *Physa* sp.) y *Microcodium*. De este modo, el límite K/T se situaría entre la Arenisca con reptiles y las Calizas de Vallcebre. Cabe destacar, no obstante, que la Arenisca con reptiles, aún siendo omnipresente, no ha sido considerada útil como nivel de referencia por algunos autores por ser diacrónica entre cuencas (Babinot et al., 1983). No obstante, en las secciones del ámbito Pirenaico-Provenzal, cuando estos niveles (Arenisca con reptiles o Conglomerado de la Galante) han sido datados con precisión por paleomagnetismo, siempre se han encontrado dentro del cron C29r (Westphal y Durand, 1990; Galbrun, 1997; Cojan y Moreau, 2006; Oms et al., 2007).

Los materiales de la Fm. Tremp se depositaron siguiendo una regresión marina general en el Pirineo Central que empezó cerca del límite Campaniense-Maastrichtiense y dejó la parte oriental la cuenca bajo condiciones continentales de sedimentación (Rosell et al., 2001). Primero se estableció un régimen de estuario en el que se desarrollaron llanuras de marea fangosas, áreas palustres con sedimentación de carbonatos y zonas pantanosas donde se sedimentaron abundantes restos vegetales que dieron lugar a lignitos. A finales del Maastrichtiense, la tendencia regresiva se acentuó y en la parte oriental de la cuenca se instaló un régimen fluvial. Más tarde, en el Daniense, se estableció una sedimentación lacustre que originó los niveles de las Calizas de Vallcebre y sus equivalentes laterales. Posteriormente, una fase tectónica reactivó la sedimentación fluvio-aluvial y produjo, a partir de entonces, un aporte de materiales procedentes de los relieves del Pirineo que empezaban a levantarse (Rosell et al., 2001).

2.2.1. Sinclinal de Vallcebre y zonas próximas

En el sinclinal de Vallcebre (fig. 2.3A), situado en el manto del Pedraforca, la Fm. Tremp alcanza una potencia de más de 800 metros, 500 m de los cuales corresponden a su parte cretácica (Oms et al., 2007). Su límite inferior se

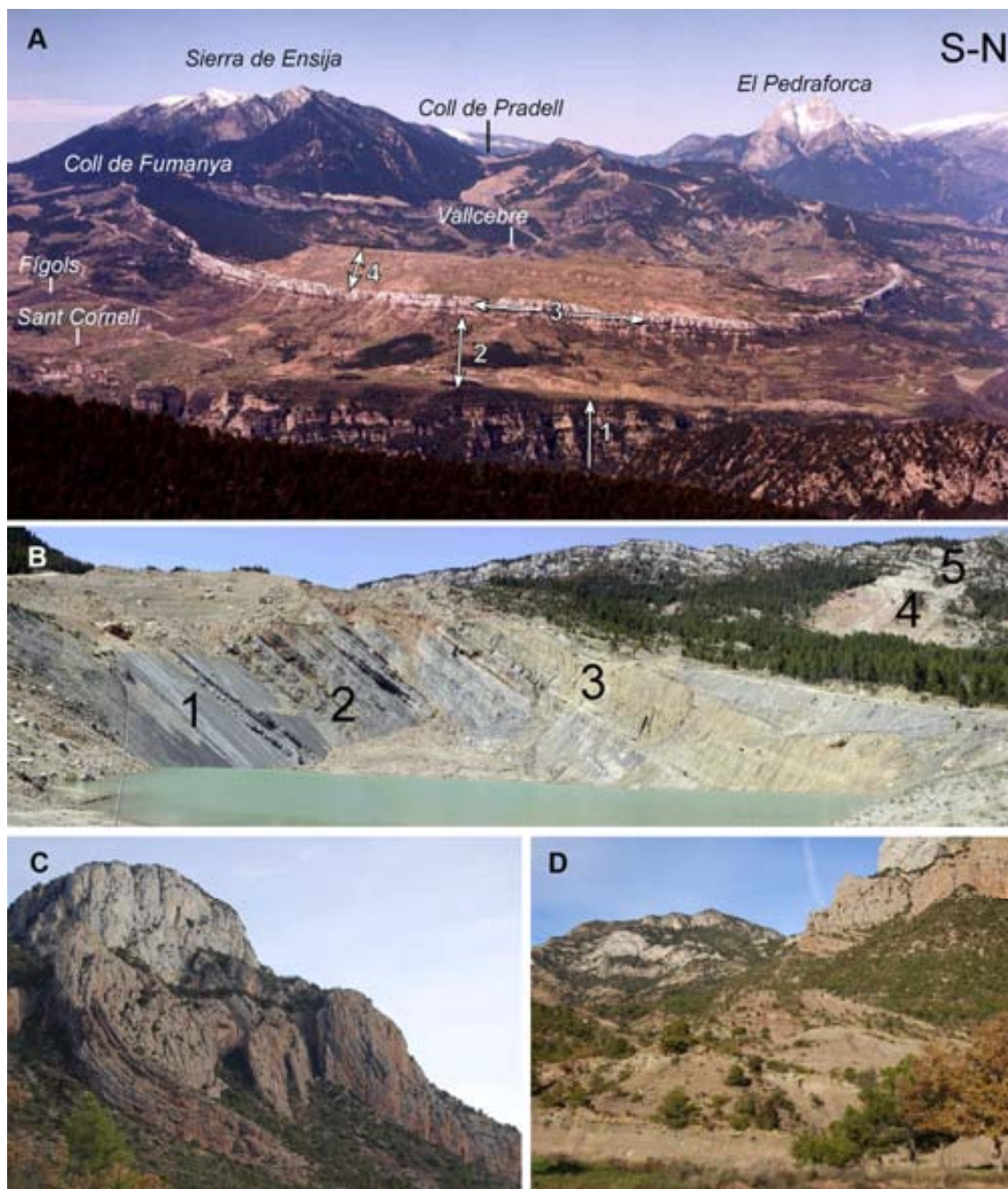


Figura 2.3. **A.** Sucesión de la Fm. Trepms en el sinclinal de Vallcebre. 1: Campaniense marino; 2: Unidades gris y roja inferior; 3: Calizas de Vallcebre; 4: Unidad roja superior. Fotografía modificada de Luigi. **B.** Detalle de la unidad gris del sinclinal de Vallcebre en la explotación abandonada de lignito de Mina Tumí. 1: Nivel de los cementos (margocalizas basales), unidad gris; 2: Calizas con carbones de la unidad gris; 3: Lutitas con carbones de la unidad gris; 4: Unidad roja inferior; 5: Calizas de Vallcebre. Fotografía de Enric Vicens. **C.** Conglomerados rojos (Maastrichtiense y Paleoceno) de la parte superior de la sucesión del sinclinal de Coll de Nargó debajo de los cuales se encuentran las calizas grises del Cenomaniense. Tossal de la Feixa. **D.** Sucesión de la Fm. Trepms en el sinclinal de Coll de Nargó, sección de Pinyes.

encuentra en el contacto con la Fm. Calizas de Terradets, compuesta aproximadamente por 1000 metros de calcarenitas costeras con arrecifes de rudistas de edad Cretácico superior, y el superior en el contacto discordante con los conglomerados continentales de edad Eoceno (Vergés et al., 1994).

El estudio de los materiales de la Fm. Tresp en el sinclinal de Vallcebre no ha sido tan extenso como en el sinclinal de Tresp. Los primeros trabajos geológicos, centrados en aspectos estructurales y litoestratigráficos generales y en la fauna de invertebrados fósiles del Garumniense, se deben a Vidal (1871, 1874 y trabajos posteriores). Posteriormente, otros estudios trataron sobre el lignito y las minas de carbón (Urrutia Llano, 1949). Cabe resaltar también el trabajo inédito de Aepler (1967), que divide la Fm. Tresp en diez unidades de ámbito local (figura 2.4).

Aepler (1967)	Rosell et al. (2001)
Lutitas rojizas superiores	Unidad roja superior
Calizas superiores	
Lutitas rojas intermedias	
Calizas intermedias (o de Vallcebre)	Calizas de Vallcebre y equivalentes laterales
Arenisca con reptiles	Unidad roja inferior
Lutitas rojas inferiores	
Lutitas con oncolitos	Unidad gris
Lutitas con carbones	
Calizas inferiores con carbones	
Margocalizas basales (Cementos)	

Figura 2.4. Subdivisión litoestratigráfica de la Fm. Tresp en el sinclinal de Vallcebre *sensu* Aepler (1967) y equivalencia con las unidades de Rosell et al. (2001).

La edad maastrichtiense de los materiales de las unidades gris (fig. 2.3B) y roja inferior de la Fm. Tresp se encuentra ampliamente aceptada tras estudios de carofitas (Feist y Colombo, 1983; Ullastre y Masriera, 1983; Médus et al., 1988) y de magnetoestratigrafía (Oms et al., 2007). Los estudios magnetoestratigráficos han permitido obtener una datación precisa de los depósitos de la Fm. Tresp en este área (figura 2.5; Oms et al., 2007). Se han encontrado tres cronos de polaridad normal y tres de polaridad inversa que se correlacionan con los cronos C32n.1n a C29r (Oms et al., 2007). Así, está íntegramente registrado el Maastrichtiense aunque no se descarta que los primeros metros de sucesión puedan pertenecer al Campaniense. El límite K/T estaría localizado entre la Arenisca con reptiles y las Calizas de Vallcebre (Oms et al., 2007), en la última presencia sin retrabajamiento de la carofita *Peckichara sertulata* (Feist y Colombo, 1983).

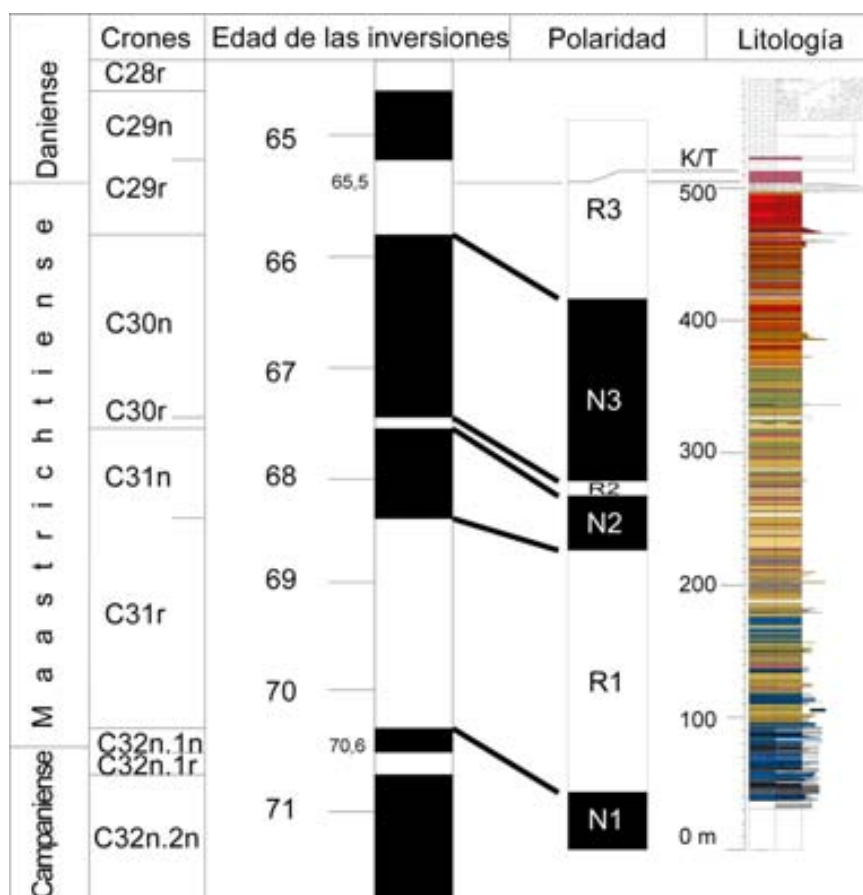


Figura 2.5. Sección general del sinclinal de Vallcebre con los intervalos de polaridad correlacionados con la escala estándar de polaridad geomagnética (Gradstein et al., 2004) Modificada de Oms et al. (2007).

Las Calizas de Vallcebre tienen una edad paleocena debido a la ausencia de esta especie de carófito y a la aparición de *Dughiella bacilaris*, de edad terciaria (Feist y Colombo, 1983). Este hecho concuerda con los datos magnetoestratigráficos (Cron 29r, Oms et al., 2007). Los taxones de polen y ostrácodos (Médus et al., 1988) aportan poca información adicional, pero ésta concuerda con la edad dada por las carofitas. Asimismo, se han encontrado gasterópodos paleocenos (*Physa*) algunos metros por encima de las Calizas de Vallcebre (Ullastre y Masriera, 1983), que también son coherentes con esta edad. Otro criterio que se ha utilizado para establecer la posición del límite K/T es la presencia o ausencia de restos de dinosaurios. Los restos más altos estratigráficamente se han encontrado en la Arenisca con reptiles (Pereda-Suberbiola et al., 2003a; Oms et al., 2007).

En los materiales marinos infrayacentes a la Fm. Tresp se encuentra presente el rudista *Hippurittes radiosus*, que tiene una estrecha distribución estratigráfica en la lámina cabalgante del Pedraforca y en el resto de los Pirineos (Vicens, 1992). Esta especie ha sido correlacionada con sedimentos marinos profundos de edad Campaniense terminal (Vicens et al., 2004).

Hay zonas próximas al sinclinal de Vallcebre que tienen materiales pertenecientes a la Fm. Tresp, como el anticlinal de Campllong que incluye la

sección clásica de El Portet. Aquí, la sucesión contiene, en los materiales infrayacentes a la Fm. Tremp, el rudista *H. radiosus*. En su base, los materiales de la Fm. Tremp están formados por calizas lacustres y margocalizas con carofitas. También aparecen el nivel de la Arenisca con reptiles y la Caliza de Vallcebre (Ullastre y Masriera, 1998). En la unidad roja superior, se encuentra abundante *Microcodium*, así como gasterópodos paleocenos (Ullastre y Masriera, 1983; Arribas et al., 1996; Ullastre y Masriera, 1998).

2.2.2. Sinclinal de Coll de Nargó

El sinclinal de Coll de Nargó (fig. 2.3.C,D) es una estructura de orientación este-oeste situada en el límite oriental del manto del Montsec. La complejidad estructural e intensa deformación que afecta a los materiales que afloran dificulta los estudios estratigráficos, en particular la parte alta de la sucesión. El primero que estudió los materiales de la Fm. Tremp fue Leymerie (1868). Posteriormente, cabe destacar los trabajos de Ríos (1951), Baudrimont (1961), Rosell (1967) y Souquet (1967), quienes establecieron la estratigrafía de esta zona.

Aquí, los materiales de la Fm. Tremp se encuentran por encima de la Fm. Arenisca de Arén. Esta última se ha datado como Campaniense superior-Maastrichtiense a partir del estudio de rudistas y foraminíferos (Willems, 1985). Los estudios palinológicos han atribuido a las unidades gris y roja inferior de la Fm. Tremp una edad Maastrichtiense, mientras que la unidad roja superior ya formaría parte del Paleoceno (Ashraf y Erben, 1986). Estas edades concuerdan con los datos aportados por los estudios de floras de carofitas (Feist y Colombo, 1983; Ullastre y Masriera, 2001; Ullastre y Masriera, 2006). Los equivalentes a las Calizas de Vallcebre aparecen en esta zona como dos niveles calcareníticos discontinuos de escasa potencia con abundantes pisolitos y que contienen carofitas y *Microcodium* (Baudrimont, 1961; Masriera y Ullastre, 1983; López-Martínez et al., 2006). En estas calizas se encuentran moluscos de edad Maastrichtiense (Masriera y Ullastre, 1983). En el área del pueblo de Coll de Nargó, a las calizas se les superponen brechas calizas de cemento rojo de edad Paleoceno (Masriera y Ullastre, 1983; Ullastre et al., 1987). Hacia el oeste, en la zona del pueblo de Sallent, estas calizas no están presentes, aunque la sección es de una potencia menor y está limitada por cabalgamientos que la han desplazado hacia el sur. El límite K/T se ha situado entre los conglomerados con cantos paleozoicos (donde se encuentran puestas y huevos de dinosaurio) y las brechas calizas con cemento rojo, *Microcodium* y orbitolinas retrabajadas (Masriera y Ullastre, 1983).

2.2.3. Sinclinal de Tremp

El inicio de los estudios geológicos de la Fm. Tremp en el sinclinal de Tremp (fig. 2.6A) se remonta a finales del siglo XIX con los trabajos de Vidal (1874, 1875, 1921). Los posteriores estudios de Dalloni (1930), Bataller (1958, 1959, 1960), Liebau (1967) y Rosell (1967) prestan especialmente atención a la estratigrafía de las capas rojas que integran la serie. Cabe destacar la

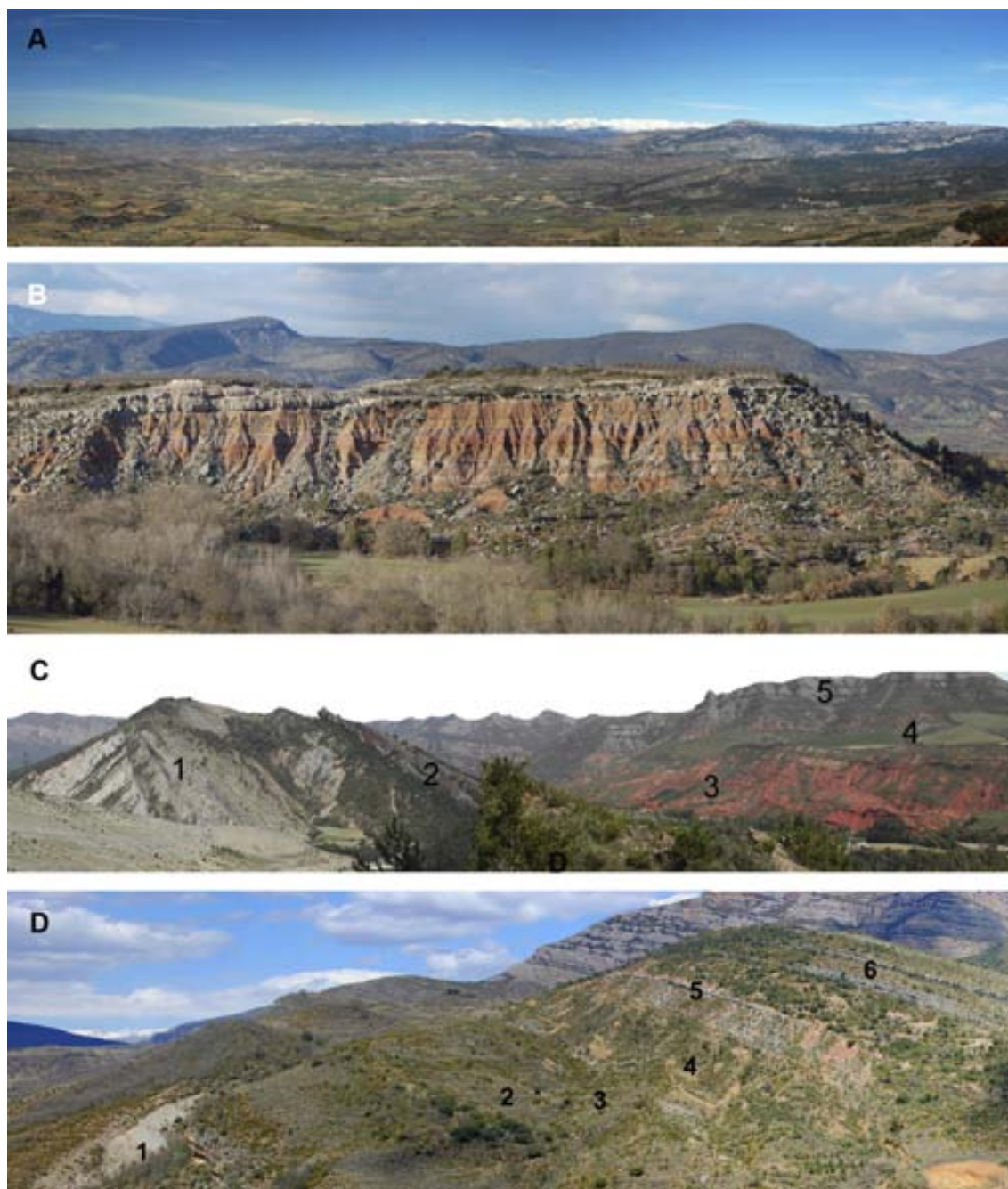


Figura 2.6. **A.** Vista del sector oriental del sinclinal de Tremp (Conca Dellà) desde el Coll de Comiols. Los relieves suaves del fondo de la cuenca corresponden a los materiales predominantemente arcillosos de la Fm. Tremp. **B.** Detalle de la parte superior de la unidad roja inferior y los niveles de equivalentes laterales de la Caliza de Vallcebre (techo de la colina) en la Conca Dellà (Puig Pedrós). **C.** Sucesión de la Fm. Tremp en el valle de la Noguera Ribagorzana (Arén). 1: Margas de Salàs; 2: Fm. Arenisca de Arén; 3: Fm Tremp; 4: Ilerdiense; 5: Conglomerados eocenos. Fotografía de Oriol Oms. **D.** Sucesión de la Fm. Tremp en el valle del Isábena (Serraduy). 1: Margas de Salàs; 2: Fm. Arenisca de Arén; 3: Unidad gris (cubierta); 4: Unidad roja inferior; 5: Equivalentes laterales de la Caliza de Vallcebre; 6: Ilerdiense.

aportación de este último, quien divide en unidades el Garumniense de Cataluña y sitúa por primera vez el límite K/T en la base de las calizas que afloran en el flanco sur del anticlinal de Isona en Sant Salvador de Toló.

En su parte inferior, los materiales de la Fm. Tremp en el sinclinal de Tremp (manto del Montsec), se superponen e interdigitan lateralmente con los depósitos de la Formación Arenisca de Arén (Garrido Megías y Ríos Aragüés, 1972; Nagtegaal, 1972; Liebau, 1973; Ghibaudo et al., 1974; Mutti et al., 1975; Díaz Molina, 1987; Eichenseer, 1988; Fondecave et al., 1988; Krauss, 1990; Ardèvol et al., 2000). La Formación Arenisca de Arén ha sido interpretada, al norte de la cuenca, como depósitos de playas (Ghibaudo et al., 1974), sistemas de islas-barrera (Nagtegaal, 1972; Nagtegaal et al., 1983; Díaz Molina, 1987) o depósitos deltaicos (Mutti y Sgavetti, 1987).

Los depósitos de la Fm. Tremp presentan muchos cambios laterales de facies (ver Rosell, 1967; Ardèvol et al., 2000, entre otros) y de potencia que reflejan la estructura de anticlinales y sinclinales de la cuenca y su carácter sintectónico (Souquet, 1967; Garrido Megías y Ríos Aragüés, 1972; Liebau, 1973; Simó y Puigdefàbregas, 1985; Eichenseer, 1988; Deramond et al., 1993; Simó, 2004).

En este área, la Fm. Tremp se ha dividido en distintas unidades de carácter local según los diversos autores, sintetizadas en la figura 2.7. Los criterios utilizados para establecer los límites entre las formaciones Talam, Esplugafreda y Claret, del Grupo Tremp de Cuevas (1992) han sido redefinidos posteriormente por Pujalte y Schmitz (2005).

Rosell (1965)	Liebau (1973)	Eichenseer y Krauss (1985)	Cuevas (1992)	Rosell et al. (2001)	Pujalte y Schmitz (2005)
Garum superior	Conca-Garumniense superior	Transitional marine-continental	Mb. La Gübera Fm. Claret	Garumniense rojo superior	Mb. La Gübera Fm. Claret Mb. Cg de Claret
Garum medio		Red beds	Fm. Esplugafreda Fm. St Salvador de Toló ?		Calizas de Valcebre y equiv. laterales
Garum inferior	Canalis	Perilagoonal brown marls	Fm. Talam Mb. Tossal d'Oba	Garumniense rojo inferior	Mb. Tossal d'Oba Fm. Conques Mb. Basturs
			Mb. Basturs		Fm. Conques
	Xulli	Lagoonal lignitic marls	Fm. Posa	Garumniense gris	Fm. Posa
	Posa				
	Órcau	Formación Arén			

Figura 2.7. Subdivisión litoestratigráfica de la Fm. Tremp en el sinclinal de Tremp según los diferentes autores (Gaete et al., 2009; modificado de Cuevas, 1992).

Tradicionalmente, la edad de los depósitos basales de la unidad gris de la Fm. Tremp estaba ampliamente aceptada como Maastrichtiense inferior a partir de los estudios bioestratigráficos de Liebau (1973, 1984) con rudistas, ostrácodos y carofitas (Barranco de La Posa), Pons (1977, 1982) con rudistas (Barranco de La Posa), Feist y Colombo (1983) con carofitas (Barrancos de La

Posa y de Llordà) y de De Porta et al., (1985) con palinomorfos (Barranco de La Posa). Sin embargo, como consecuencia de nuevas calibraciones de la escala cronoestratigráfica global del Cretácico superior (Gradstein et al., 1995), rocas previamente asignadas al Maastrichtiense inferior se incluyeron dentro del Campaniense superior. Todo esto, junto con nuevos estudios de estratigrafía secuencial y bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos (Ardévol et al., 2000; López-Martínez et al., 2001), hizo que parte de los materiales de la base del Garumniense del sinclinal de Tremp se incluyeran en el Campaniense superior (López-Martínez, 2003a; Vicens et al., 2004).

Los estudios de las floras de carofitas (Feist y Colombo, 1983) permiten situar el límite K/T per debajo de las Calizas de Suterranya (equivalentes laterales de las Calizas de Vallcebre, fig. 2.6B), cerca de Sant Salvador de Toló, y por encima de las margas infrayacentes en las calizas del Tossal de la Doba, que contienen floras del Maastrichtiense terminal. De decenas a centenares de metros por debajo de la Arenisca con reptiles hay un horizonte bioestratigráfico marcado por la presencia de carofitas del género *Septorella*, de edad Maastrichtiense (Ullastre y Masriera, 1983). En el flanco sur del sinclinal de Tremp, estos horizontes son dos (Masriera y Ullastre, 1988): *S. brachycera*, el inferior, y *S. ultima*, el superior. Ambos se encuentran intercalados con niveles marinos con rudistas y foraminíferos, y no están presentes en el flanco norte del sinclinal. En el sector sur del sinclinal (valle de Moror y valle de Barcedana), se encuentran capas con *Septorella* sp. dentro de la unidad gris a pocos metros por encima del nivel de *H. castroi* y con *Septorella ultima* algunos metros por encima (Masriera y Ullastre 1988). Se han encontrado carofitas paleocenas casi inmediatamente por encima de la Arenisca con reptiles, en la cual todavía se encuentran restos de dinosaurios, y por debajo de los equivalentes de las Calizas de Vallcebre (Masriera y Ullastre, 1990). Además se han hallado gasterópodos paleocenos (*Vidaliella gerundensis*) por encima de estas calizas (Ullastre y Masriera 1998). Por otro lado, en el sector occidental del sinclinal de Tremp (valle del Noguera Ribagorzana, fig. 2.6C), los estudios con carofitas han permitido asignar una edad maastrichtiense a la Fm. Tremp (López-Martínez et al., 2001).

Los estudios de las asociaciones de polen y esporas (Médus et al., 1988) llegan a la conclusión de que hay un cambio progresivo de las asociaciones del Maastrichtiense al Daniense, transición que también se daría en la distribución de carofitas (Médus et al., 1988). Los trabajos sobre invertebrados tampoco han aportado datos que permitan precisar la situación del límite K/T. Así pues, las calizas del Tossal de la Doba (consideradas equivalentes de las Calizas de Vallcebre) contienen moluscos del Maastrichtiense superior, pero en el resto de localidades, estas calizas son pobres en fósiles (Masriera y Ullastre, 1988).

En el valle del Noguera Ribagorzana, los estudios magnetoestratigráficos han permitido situar el límite entre los cronos C30n y C29r dentro de la unidad roja inferior (Oms y Canudo, 2004; Pereda-Suberbiola et al., 2009a). Así, la Fm. Arenisca de Arén, la unidad gris y la parte basal de la unidad roja inferior pertenecerían al cron C30n, mientras que la parte superior

de la unidad roja inferior se situaría en el cron C29r (Oms y Canudo, 2004; Pereda-Suberbiola et al., 2009a).

2.2.4. Sinclinal de Àger

En el sinclinal de Àger, situado en el manto de las Sierra Marginales, la Fm. Tresp alcanza una potencia de 700 m. Su base se encuentra en el límite con la Fm. Calizas de Les Serres (Souquet, 1967), equivalentes laterales de la Fm. Arenisca de Arén (ver también Colombo y Cuevas, 1993). La Fm. Les Serres consiste en una sucesión de calcarenitas bioclásticas y calizas *mudstone* donde es habitual encontrar rudistas y foraminíferos datados como Campaniense-Maastrichtiense (Souquet, 1967; Caus y Gómez Garrido, 1989).

La Fm. Tresp se ha estudiado extensamente en este sector, especialmente en la sección de Fontllonga. Existen numerosos trabajos sobre su estratigrafía (Rosell y Llompart, 1988; Colombo y Cuevas, 1993; López-Martínez et al., 1998, 2006; figura 2.8), fauna de invertebrados (Galbrun et al., 1993), flora (Médus et al., 1988; Médus y Colombo, 1991; Médus et al., 1992; Galbrun et al., 1993; López-Martínez et al., 1999; Mayr et al., 1999; Fernández-Marrón et al., 2004) y geoquímica (López-Martínez et al., 1996, 1998; Mayr et al., 1999; Domingo et al., 2007).

	Colombo y Cuevas (1993)	López-Martínez et al. (2001)	Rosell et al. (2001)
GRUPO FONTLLONGA	Complejo de Perauba	Unidad 4	Unidad roja superior
	Fm. Calizas de Millà	Unidad 3	Calizas de Vallcebre y equivalentes laterales
	Fm. Areniscas y lutitas de Figuerola de Meià	Unidad 2	Unidad roja inferior
	Fm. Calizas de La Massana	Unidad 1	Unidad gris

Figura 2.8. Diferentes subdivisiones litoestratigráficas de la Fm. Tresp en el sinclinal de Àger.

La edad de la Fm. Tresp en la sección de Fontllonga está bien determinada gracias a los estudios de magnetoestratigrafía (Galbrun et al., 1993). La base de la sección (unidad gris) se encuentra dentro del cron C32n, que pertenece al Campaniense terminal (Gradstein et al., 2004), mientras que la unidad roja inferior es Maastrichtiense. Los equivalentes laterales de las Calizas de Vallcebre tienen una edad paleocena (Galbrun et al., 1993). Estos datos concuerdan con los aportados por el estudio de carofitas, ostrácodos, moluscos y polen y esporas (Ullastre y Masrera, 1983; Médus et al., 1988; Galbrun et al., 1993).

En otras áreas del sinclinal de Àger fuera de la sección de Fontllonga (Millà, Peralba, Santa Maria de Meià, Valle de Ariet), se encuentran asociaciones de carofitas maastrichtienses en la parte basal de la Fm. Tresp así como carofitas paleocenas casi inmediatamente por encima de los niveles

de la Arenisca con reptiles (en los que todavía se encuentran restos de dinosaurios) y en la base de los equivalentes a las Calizas de Vallcebre (Llompart, 1979; Masriera y Ullastre, 1983; 1990; Ullastre y Masriera, 1998). Asimismo, por encima de estas calizas, se ha encontrado un nivel con gasterópodos paleocenos (*Vidaliella gerundensis*) en Millà, Peralba y Valle de Ariet (Ullastre y Masriera, 1983).

Tradicionalmente, el límite K/T se ha situado entre el techo de la unidad roja inferior y la base del tramo medio de los equivalentes laterales de las Calizas de Vallcebre, coincidiendo con el final de registro de dinosaurios y la aparición de *Microcodium* (Llompart y Krauss, 1982). Aunque no se trata de criterios concluyentes, coinciden con los datos aportados por los estudios magnetoestratigráficos. El cron C29r, donde se encuentra el límite K/T, se sitúa en la parte más alta de la unidad roja inferior en la sección de Fontllonga, en una sucesión aparentemente sin hiatos importantes (Galbrun et al., 1993). Unos 8 metros por debajo del final de este cron se han encontrado huellas de dinosaurios y, justo en el techo, vertebrados de edad paleocena (López-Martínez et al., 1998). De este modo, el límite K/T queda localizado en un nivel de lutitas de 3 metros de potencia (López-Martínez et al., 1998). Los estudios quimioestratigráficos han confirmado la posición del límite K/T en la parte superior del cron C29r (López-Martínez et al., 1998). Sin embargo, no se ha encontrado la anomalía de iridio (Galbrun et al., 1993).

2.3. Los materiales continentales del tránsito Cretácico-Paleoceno de la vertiente norpirenaica y el Bajo Languedoc y la Provenza: generalidades y distribución

Los depósitos continentales del tránsito Cretácico-Terciario en el sur de Francia están distribuidos en una franja que va de oeste (vertiente norpirenaica) a este (Bajo Languedoc y Provenza, ver figura 2.9). A pesar de que el término *Garumniense* fue propuesto en la Haute-Garonne (Leymerie, 1862), tiene un uso restringido.

Desde el siglo XIX, los materiales del Cretácico terminal han sido divididos en cinco pisos de carácter regional (Matheron, 1878; Villot, 1883; Babinot y Durand, 1980 a, b, c, d; para más detalles ver Durand et al., 1985): Valdoniense (*Valdonnien*), Fuveliense (*Fuvélien*), Begudiense (*Bégudien*), Rognaciense (*Rognacien*) y Vitrolliense (*Vitrollien*). El uso de estos pisos se ha mantenido hasta la actualidad y, aunque fueron definidos en el sinclinal de Arc (Provenza), se ha extendido a otras regiones, a menudo dotándolo también de una connotación cronoestratigráfica. De este modo, los términos Valdoniense y Fuveliense, ampliamente utilizados en la Provenza, se usan con menor frecuencia en el Languedoc. En cambio, Begudiense es muy utilizado en ambas regiones, así como Rognaciense, que además se ha utilizado en las Corbières y más raramente en la vertiente sur de los Pirineos. Vitrolliense se utiliza en la Provenza, el Languedoc, las Corbières y los Petites Pyrénées (Babinot y Durand, 1980 a, b, c, d, e).



Figura 2.9. Mapa geológico de la distribución de los depósitos continentales del Cretácico superior en el sur de Francia (modificada de Garcia y Vianey-Liaud, 2001a).

Las correlaciones de estos pisos entre la Provenza y otras regiones como el Languedoc son difíciles de establecer por la ausencia de fauna para datar y la discontinuidad de los afloramientos (Westphal y Durand, 1990). A pesar de ello, diversos autores han intentado establecer criterios de correlación entre los materiales de la vertiente norpirenaica, del Bajo Languedoc y de la Provenza basándose sobre todo en las floras (Babinot y Freytet, 1983; Feist y Freytet, 1983).

Tradicionalmente, el Valdoniense y el Fuveliense habían sido considerados como campanienses, el Bégudiense como maastrichtiense y el Rognaciense como daniense. Sin embargo esta datación fue mejorada por los estudios magnetoestratigráficos en el sinclinal de Arc (ver Westphal y Durand, 1990). Así, en ese área, el Valdoniense es de edad Santoniense mientras que el Fuveliense y Bégudiense aproximadamente corresponden al Campaniense inferior y medio y superior, respectivamente. El Rognaciense comprende el Campaniense terminal y la totalidad del Maastrichtiense y el Vitrolliense abarca el Daniense (Westphal y Durand, 1990). Algunos autores incluyen además en el Rognaciense la parte inferior del Daniense (Cojan y Moreau, 2006). Sin embargo, según la nueva definición del límite Campaniense-Maastrichtiense (Ogg et al., 2004) el Rognaciense inferior correspondería al Campaniense superior y el superior al Maastrichtiense. Los últimos 15 metros del Rognaciense están formados por los conglomerados de Fleurie o de la Galante (vertiente norpirenaica y sinclinal de Arc, respectivamente; ver Westphal y Durand, 1990).

La localización del límite K/T plantea problemas, aunque se ha podido establecer en el sinclinal de Arc combinando criterios magnetoestratigráficos y quimioestratigráficos (Cojan et al., 2000; ver apartado 2.3.2). La anomalía de

iridio asociada al límite K/T se ha encontrado únicamente en sedimentos marinos al oeste de la zona subpirenaica (ver referencias en Peybernès et al., 1998).

2.3.1. Vertiente norpirenaica

Los sedimentos continentales del intervalo Cretácico-Paleoceno de la vertiente norpirenaica se extienden desde Perpiñán, al este, hasta el río Garona, al oeste. Comprenden las áreas de las Corbières (Aude), el Plantaurel (Ariège) y los Pérites Pyrénées (Haute-Garonne) (ver figura 2.10).

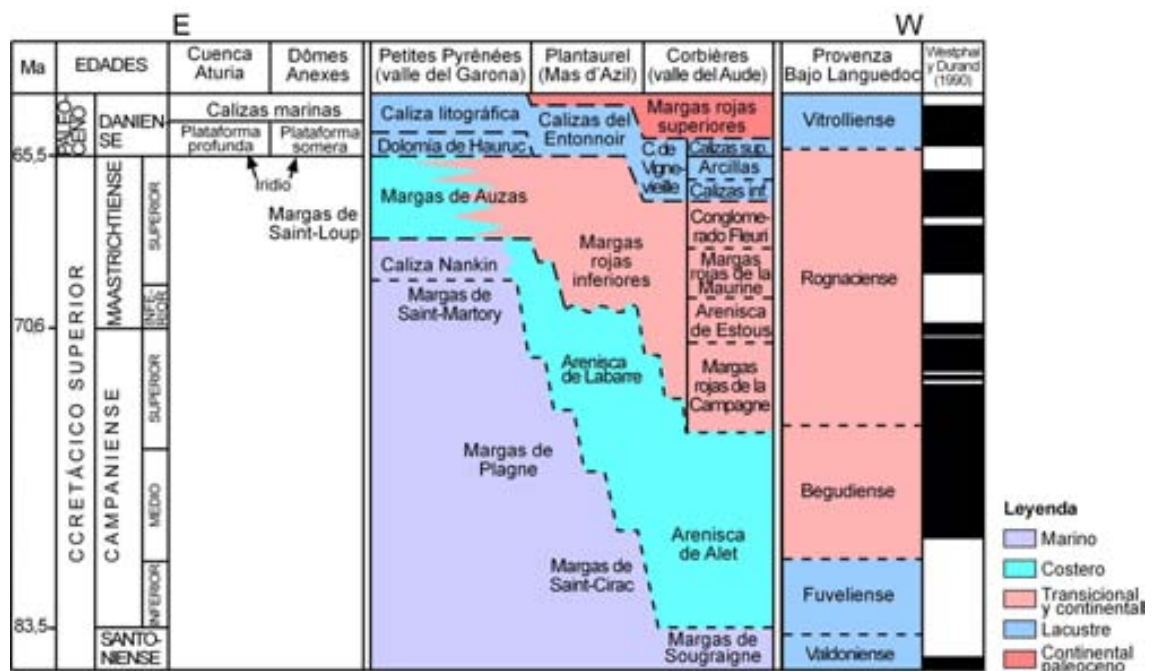


Figura 2.10. Intento de integración de las unidades estratigráficas de la vertiente norpirenaica y el Bajo Languedoc y la Provenza (modificado de Bilotte et al., 1983; Laurent et al., 2001). Ver discusión en apartado 8.1.5.

Estos materiales han sido divididos en cuatro grandes unidades litoestratigráficas heterócronas que se suceden en vertical y/o se reemplazan lateralmente del Santoniense al Paleoceno inferior. La aparición de cada una de las unidades es anterior en el este respecto al oeste, a causa del cierre y relleno de la cuenca de sedimentación por progradación en dirección este-oeste (Bilotte et al., 1983; ver figura 2.10). De base a techo son (Bilotte et al., 1983):

1. Unidad de Sougraigne / Saint-Cirac / Plagne

Esta unidad está formada por tres formaciones margosas y/o limosas (formaciones Margas de Sougraigne, Margas de Saint-Cirac y Margas de Plagne; Bilotte, 1983) que se depositaron en ambientes marinos de plataforma abierta y de cuenca circalitoral. Han sido datadas a partir de los datos obtenidos del estudio de cefalópodos, rudistas y foraminíferos planctónicos y bentónicos (Bilotte, 1983).

La Fm. Margas de Sougraigne tiene, en la parte superior, una abundante fauna del Santoniense superior, mientras que la mayor parte de la Fm. Margas de Saint-Cirac pertenece al Campaniense inferior (Bilotte, 1983). Por otro lado, la parte superior de la Fm. Margas de Plagne está formada por una alternancia de margas areniscosas y margocalizas que contienen foraminíferos y rudistas, atribuidos al Campaniense-Maastrichtiense inferior (Campaniense en la zona del Plantaurel, al este; y Maastrichtiense inferior en los Petites Pyrénées, al oeste; Bilotte, 1980; Bilotte et al., 1983). En los Petites Pyrénées (Anticlinales de Saint-Martory/Saint-Marcet, Plagne y Aurignac), la Fm. Margas de Plagne también recibe el nombre de *Margas de Saint-Martory* (Laurent et al., 2002a).

De este modo, la parte superior de las tres formaciones se hace cada vez más joven de este a oeste, pasando del Santoniense superior al Maastrichtiense inferior respectivamente (Bilotte et al., 1983).

2. Unidad de Alet / Labarre / Caliza Nankin

Esta unidad está formada por tres formaciones que se depositaron en ambientes fluviales, de estuario y de plataforma carbonatada marina (formaciones Arenisca de Alet, Arenisca de Labarre y Caliza Nankin, respectivamente). Establecer su edad resulta difícil dada la escasez de elementos de datación que, no obstante, son más abundantes en la parte occidental (ambientes marinos).

A la Fm. Arenisca de Alet se le ha atribuido una edad Campaniense por criterios de posición estratigráfica, ya que se encuentra por encima de la Fm. Margas de Sougraigne de edad Santoniense superior (Bilotte et al., 1983).

Por otro lado, la Fm. Arenisca de Labarre se ha dividido en el Plantaurel, en 3 miembros (Bilotte et al., 1988): (a) *Mb. Arenisca de Labarre inferior*, azoico, formado por 250 m de secuencias granodecrecientes de areniscas gruesas a arcillas azules con lignitos (Bilotte et al., 1988); (b) *Mb. Margas de Gaulty*, formado por 10-15 m de margas ocreas con carofitas y palinofloras y ammonites de edad Campaniense superior-Maastrichtiense (Bilotte et al., 1988; Kennedy y Bilotte, 1995); y (c) *Mb. Arenisca de Labarre superior*, azoico, formado por un complejo siliciclástico organizado en secuencias fluviales, que tiene la parte superior truncada por una discordancia. La parte media de la Fm. Arenisca de Labarre es Campaniense terminal y la superior Maastrichtiense en el Plantaurel (Le Mas-d'Azil), mientras que más al oeste (anticlinal de Montfa, Petites Pyrénées), la parte superior es Maastrichtiense superior (Bilotte et al., 1983).

La Fm. Caliza Nankin (o *Caliza con Hemipneustes*) está formada por bioesparitas areniscosas con una fauna localmente importante de inocerámidos y ricas asociaciones de foraminíferos bentónicos de edad Maastrichtiense (ver referencias en Laurent et al., 2002a). También contienen el rudista *Hippurites radiosus* (Babinot et al., 1983). Corresponden a calizas de plataforma abierta de alta energía (Bilotte, 1980; Bilotte et al., 1983; Lepicard et al., 1985), rampas carbonatadas y llanuras mareales (Laurent et al., 2002a). En los Petites Pyrénées (anticlinales de Saint-Martory, Saint-Marcet y Plagne) la Fm. Caliza Nankin está formada por tres miembros: (a) Caliza Nankin 2, (b) Margas de Lestailats y (c) Calcarenitas de Jadet.

El carácter terrígeno de estas tres formaciones (Arenisca de Alet, Arenisca de Labarre y Caliza Nankin) disminuye hacia el oeste. Además, de este a oeste, su edad pasa de Campaniense a Maastrichtiense superior (Bilotte et al., 1983).

3. Unidad de Margas rojas inferiores / Auzas / Hauruc

Está constituida por tres formaciones (Margas rojas inferiores, Margas de Auzas y Dolomía de Hauruc) compuestas mayoritariamente por margas rojas homogéneas continentales que, al este de Le Mas-d'Azil (Plantaurel), se intercalan con calizas marinas.

La Fm. Margas rojas inferiores (Jacob et al., 1938) se subdivide en 4 miembros en las Corbières (Bilotte, 1978; Bilotte et al., 1983): (a) *Mb. Margas rojas de la Campagne*, de edad Campaniense por la asociación palinológica que contiene; (b) *Mb. Arenisca de los Estous*; (c) *Mb. Margas rojas de la Maurine*; y (d) *Mb. Conglomerado Fleuri*; estos tres últimos, de edad Maastrichtiense por la presencia de huevos y huesos de dinosaurios. Sólo las Margas rojas de la Campagne han proporcionado una asociación palinológica de edad supuestamente Campaniense (ver referencias en Bilotte, 1985) y carofitas de edad Maastrichtiense de las Corbières a los Petites Pyrénées (Bilotte et al., 1988).

La Fm. Margas de Auzas ha sido ampliamente estudiada (ver Bilotte, 1980; Laurent et al., 2002a; Bilotte y Andreu, 2006). Tiene una potencia de unos 100 m siendo predominantemente arcillosa (margas arcillosas grises o abigarradas con intercalaciones de niveles calcareníticos y de areniscas). Incluye facies variadas que van desde ambientes parálicos en la base, gradualmente más confinados, hasta ambientes plenamente continentales en el techo (canales de marea, lagunas, pantanos litorales, canales fluviales y paleosuelos; Bilotte, 1980; Bilotte et al., 1983; Lepicard et al., 1985; Laurent et al., 2002a; Bilotte y Andreu, 2006). Hacia el este, la formación tiene un carácter cada vez más continental y, hacia el oeste, más marino (Bilotte, 1980). Contiene una abundante flora de carofitas y faunas de invertebrados (gasterópodos, bivalvos, rudistas, foraminíferos, ostrácodos) y vertebrados (peces, anfibios, tortugas, lagartos, cocodrilos y dinosaurios) (Bilotte, 1980; Laurent et al., 2002a; Bilotte y Andreu, 2006). Se le atribuye una edad Maastrichtiense superior a partir de su contenido en carofitas (*Septorella brachycera*, *S. ultima*, *Amblyochara laevigata*, *Microchara cristata* y *Peckichara sertulata*) y foraminíferos (Massieux et al., 1979; Bilotte, 1980; Lepicard et al., 1985; Tambareau et al., 1997; Laurent et al., 2002a). La Fm. Margas de Auzas está formada por cinco miembros (Bilotte et al., 1983): (a) *Mb. Margas de Mélat*, compuesto por margas oscuras, limosas y lignitosas; (b) *Mb. Calcarenitas de Fond du Touc*, con *Hippurites radiosus*; (c) *Mb. Margas de Biouès*, lignitosas y ricas en *Cyrena*; (d) *Mb. Calcarenitas de Sante-Croix*, formado por bancos decimétricos de calcarenitas con abundante microfauna (foraminíferos, briozoos, algas y carofitas) que corresponden a intercalaciones marinas de alta energía (isla barrera-playa; Bilotte, 1980) y (e) *Mb. Margas de Pentecôte*, formado por margas y arcillas grises, verdes o rojas con intercalaciones de areniscas y calizas lacustres con carofitas (Bilotte, 1980).

Finalmente, la Fm. Dolomía de Hauruc se considera Daniense a pesar de que sus faunas no permiten una datación precisa (anticlinales de Saint-Marcet, Saint-Martory y Plagne, Petites Pyrénées). Recibe el nombre de *Carbonatos y evaporitas de Cassagnau* en el anticlinal de Aurignac (Petites Pyrénées, Laurent et al., 2002a) y está formada por depósitos de ambientes que evolucionan de *lagoon* sub- a intermareal a depósitos evaporíticos de laguna hipersalina o *sebkha* supramareal (Lepicard et al., 1985).

Así, como sucede con las otras unidades, la unidad de Margas rojas inferiores/ Auzas/ Hauruc es gradualmente más joven de este a oeste (de Campaniense a Maastrichtiense terminal; Bilotte et al., 1983).

4. Unidad de las Calizas lacustres

Esta unidad es la más homogénea. Está compuesta por calizas blancas masivas de microfacies variadas y calizas litográficas grumosas (Bilotte et al., 1988). La componen tres formaciones (Bilotte et al., 1983): Fm. Calizas y arcillas de Vigneveille, Fm. Calizas del Entonnoir y Fm. Caliza litográfica.

La Fm. Calizas y arcillas de Vigneveille (Bilotte et al., 1983) está integrada por tres miembros: (1) *Mb. Calizas lacustres inferiores*, (2) *Mb. Arcillas de Vigneveille* y (3) *Mb. Calizas lacustres superiores*. Los dos primeros han proporcionado faunas y floras del Maastrichtiense. En particular, se ha encontrado la carofita *Septorella última* en las Arcillas de Vigneveille (Bessière et al., 1980) siendo el tercer miembro azoico.

Por otro lado, la Fm. Calizas del Entonnoir, ha sido atribuida a la base del Paleoceno (Dano-Montiense) por su flora de carofitas (*Dughiella bacillaris*, *Maedleriella michelina*, *Sphaerochara edda*; Massieux et al., 1981).

Finalmente, a la Fm. Caliza litográfica (anticlinales de Saint-Marcet, Saint-Martory y Plagne, Petites Pyrénées), se le atribuye una edad danomontiense basándose en criterios de posición estratigráfica, confirmada por sus floras y faunas (Lepicard et al., 1985). Tiene una potencia aproximada de 50 m y en ella predominan las facies palustres. En el anticlinal de Aurignac (Petites Pyrénées), la formación recibe el nombre de *Calizas litográficas de Tucauou* (Laurent et al., 2002a).

La unidad de las Calizas lacustres es diacrónica de este a oeste. Así, en las Corbières tiene una edad Maastrichtiense y en los Petites Pyrénées es Dano-Montiense (Bilotte et al., 1983; Lepicard et al., 1985).

La terminología de las cuatro unidades citadas presenta localmente pequeñas variaciones. Por ejemplo, en los Petites Pyrénées (Anticlinales de la Plagne, Saint-Martory, Saint-Marcet y Aurignac) la Caliza Nankin, las Margas de Auzas y la Fm. Aurignac (Evaporitas de Cassagnau y Calizas Litográficas de Tucauou) están incluidas dentro del *Grupo Ausseign* (ver Laurent et al., 2002a).

Además, en las Corbières orientales estos materiales han sido referidos a las formaciones Arenisca de la Pinede, Margas y areniscas de Montplaisir, Margas rojas de Roquelongue, Calizas de Sur-roque y Margas rojas superiores (ver Bilotte et al., 1985). En la mitad superior de las Margas y areniscas de

Montplaisir se han encontrado oncolitos, uniñidos y corbículas de edad Campaniense (Freytet, 1961, 1970) y en las Calizas de Sur-roque, *Microcodium* (Bilotte et al., 1985). Asimismo, los resultados de los estudios de magnetoestratigrafía realizados en la sección de Albas son poco concluyentes (Galbrun, 1997).

En las Altas Corbières (valle del Aude), los materiales de edad Maastrichtiense-Daniense suprayacentes al Conglomerado Fleuri e infrayacentes a los depósitos del Thanetiense han recibido también el nombre de *Faciès Rognacien* y *Faciès Vitrollien* para distinguirlos del *Rognacien* y el *Vitrollien* de la Provenza, términos a menudo asociados a una connotación cronoestratigráfica (Marty y Meyer, 2006). La *Faciès Rognacien* ha sido estudiada con detalle (Marty y Meyer, 2006). Está formada por carbonatos palustres muy bioturbados con abundantes evidencias de exposición subaérea y pedogénesis (*mottling*, karstificación, etc.) y carofitas, algunos ostrácodos y *Microcodium* que se depositaron en un ambiente palustre de clima subárido. Está compuesta por dos asociaciones de facies: charcas lacustres y zonas pantanosas de agua dulce. Se les ha atribuido una edad Maastrichtiense-Daniense inferior a partir de estudios de carofitas, así que el límite K/T se encontraría hacia su techo (Marty y Meyer, 2006). En este área, la *Faciès Vitrollien* es de edad Paleoceno (Marty y Meyer, 2006) estando formada por las *Arcillas rojas superiores, areniscas y conglomerados de Brenac*. Puede alcanzar 50 m de espesor y corresponde a depósitos fluviales de llanura de inundación con canales fluviales de areniscas o conglomerados. Las arcillas rojas pueden tener yeso y *Microcodium* (Bilotte et al., 1988).

Aquí, la transición Cretácico-Paleoceno la conforma una serie fluvio-lacustre de una treintena de metros. En ella aflora un nivel de conglomerados muy constante de edad todavía maastrichtiense (conglomerado de Fleuri). Entre este nivel y las margas limosas rojas de la facies Vitrolliense se encuentra una serie margosa rojiza interrumpida por dos barras principales de calizas lacustres. En este tramo hay seis importantes discontinuidades (paleokarsts y paleosuperficies de erosión), muy útiles como elementos de correlación (Peybernès y Combes, 1999). La duración total de estas lagunas se sitúa desde 420.000 años a 1.800.000 años, lo que se ha de tener en cuenta al situar el KT y localizar la anomalía de iridio (Peybernès y Combes, 1999).

2.3.2. Bajo Languedoc y Provenza

La mayoría de estudios sobre la geología de esta zona se centran en la Provenza (sinclinal de Arc) estando el Bajo Languedoc (cuenca de Villeveyrac-Mèze y área de Saint-Chinian) ha sido mucho menos estudiado. En la cuenca de Villeveyrac-Mèze los materiales del Cretácico terminal forman parte principalmente del Fuveliense, y, en menor medida, del Begudiense y Rognaciense (Feist y Freytet, 1983; Benammi et al., 2006, entre otros) mientras que en el área de Saint Chinian están representados por materiales del Valdoniense al Rognaciense superior (Feist y Freytet, 1983; Buffetaut, 2005).

El sinclinal de Arc tiene una orientación E-W. La sedimentación continental tuvo lugar, sin cambios paleogeográficos importantes, durante un largo periodo que va desde el Santoniense superior hasta el Luteciense (Durand y Guieu, 1980; Durand, 1989).

Los materiales de edad Cretácico superior-Paleoceno del sinclinal han sido divididos en los cinco pisos clásicos antes descritos (figura 2.10; Matheron, 1878; Villot, 1883; Babinot y Durand, 1980 a, b, c, d, e; para más detalles ver Durand et al, 1985). El Valdoniense está formado por depósitos lacustres y fluviales (margas y calizas grises y azuladas; esporádicamente niveles de areniscas); el Fuveliense por depósitos lacustres (calizas con carofitas, bivalvos y gasterópodos con capas de lignitos intercaladas); el Begudiense por depósitos fluviales y lacustres (margas y arcillas con intercalaciones de areniscas, conglomerados y calizas con carofitas y gasterópodos, más abundantes en la parte superior); el Rognaciense, por depósitos fluviales y lacustres (arcillas o areniscas en la parte inferior, y calizas en la superior); y el Vitrolliense por depósitos palustres (calizas ricas en *Microcodium*, margas y arcillas rojas). La potencia de las series fluvio-lacustres del Cretácico superior es muy variable, alcanzando en el área de Vitrolles más de 500 m para el Valdo-Fuveliense, 600 m para el Begudiense y 450 m para el Rognaciense (más de 1500 m en total). La velocidad media de sedimentación se ha estimado en 50m/Ma (Westphal y Durand, 1990) existiendo numerosos trabajos sobre la sedimentología de la región (Cojan 1993, 1999; Colson y Cojan, 1996; Leleu et al., 2009).

El intervalo Rognaciense-Vitrolliense ha sido dividido en esta zona en las siguientes formaciones (ver Westphal y Durand, 1990; Cojan y Moreau, 2006):

- 1) Fm. Arcillas rutilantes inferiores (también denominadas *Areniscas y arcillas con reptiles inferiores y Arcillas de Vitrolles inferiores*), formada por depósitos palustres y fluviales.
- 2) Fm. Caliza de Rognac, constituida por facies carbonatadas lacustres con carofitas.
- 3) Fm. Arcillas rutilantes superiores (también llamadas *Areniscas y arcillas con reptiles superiores, Arcillitas inferiores o Rognaciense superior*), compuestas por depósitos palustres y fluviales. Incluyen el miembro *Conglomerado de la Galante*, formado por conglomerados de origen fluvial que afloran en la mitad oriental del sinclinal de Arc. Tiene de 2 a 4 metros de potencia, y lo componen cantos, a veces de varios decímetros, de areniscas y cuarcitas rojas o verdes, cuarzos lechosos y calizas jurásicas (Durand, 1962; Westphal y Durand, 1990). Estos conglomerados no van ligados a una pulsación tectónica, sino a un cambio en el nivel de base inducido por el clima (ver Leleu et al., 2009).
- 4) Fm. Caliza de Vitrolles, compuesta por facies carbonáticas someras lacustres.

Las formaciones Caliza de Rognac y Caliza de Vitrolles tienen una gran continuidad lateral, aunque con notables cambios tanto de facies como de

potencia (Cojan, 1989; Cojan y Moreau, 2006). Estas dos formaciones, así como el Conglomerado de la Galante y diversos niveles de paleosuelos ricos en carbonato han servido como horizontes de correlación estratigráfica (Colson y Cojan, 1996; Leleu et al., 2009).

Los numerosos trabajos de magnetoestratigrafía referentes al sinclinal de Arc han proporcionado un esquema claro de edades, especialmente en la parte occidental (Galbrun, 1989; Krumsiek y Hahn, 1989; Hansen et al., 1989; Westphal y Durand, 1990; Galbrun et al., 1991, Galbrun, 1997; Cojan et al., 2000 y Cojan y Moreau, 2006). Así, el Rognaciense inferior pertenece a la parte superior del cron C33 y a la inferior del C32. La Caliza de Rognac se depositó en la parte este del sinclinal durante la mayor parte del cron C32 y en la parte inferior del C31r, mientras que en el oeste no hay dataciones paleomagnéticas precisas (Krumsiek y Hahn, 1989; Westphal y Durand, 1990). El Rognaciense superior se incluye en la mayoría del C31, el C30 y la parte inferior del C29. El Conglomerado de la Galante se encuentra en la parte superior del C29r y la Caliza de Vitrolles abarca la parte superior del C29n y la mayor parte del C28r (Krumsiek y Hahn, 1989; Westphal y Durand, 1990; Galbrun et al., 1991).

La base del Paleoceno se situaba en un intervalo de 70 m de potencia definido por la última presencia de huevos de dinosaurio y carofitas y ostrácodos cretácicos (Dughi y Sirugue, 1957; 1959; Westphal y Durand, 1990; Galbrun et al., 1991; Galbrun, 1997), unos 20 metros por debajo del Conglomerado de la Galante (Westphal y Durand, 1990), y la primera aparición de gasterópodos paleocenos. Combinando estudios magnetoestratigráficos y quimioestratigráficos (Cojan et al., 2000) el límite K/T se ha localizado 5 metros bajo la Caliza de Vitrolles, en el Rognaciense superior (Fm. Arcillas rutilantes superiores).

Las evidencias palinológicas, limitadas a ambientes favorables para la preservación de la materia orgánica, indican un clima de tropical a subtropical (Médus, 1972; Ashraf y Erben, 1986), mientras que los datos sedimentológicos sugieren también la existencia de algunos episodios semiáridos (Colson y Cojan, 1996).

2.4. El registro de dinosaurios del Cretácico terminal (Campaniense y Maastrichtiense)

El final del Cretácico se caracteriza por un marcado provincialismo de las faunas de dinosaurios como consecuencia del desmembramiento de Pangea. La subida eustática que había empezado en el Albiense alcanzó su máximo en el Cenomaniense superior-Turoniense (Haq et al., 1987), lo que hizo que el territorio que actualmente ocupa Europa fuera un archipiélago de islas relativamente pequeñas separadas por mares epicontinentales someros (figura 2.11; Plaziat, 1981; Tyson y Funell, 1987; Smith et al., 2004). A su vez, este conjunto insular se encontraba aislado de las grandes masas continentales vecinas por profundos brazos de mar (véase Russell, 1993).

Este provincialismo hace que las diferencias entre faunas de dinosaurios de Europa y las del resto del mundo sean muy acusadas. Así, por ejemplo, en Norte América las faunas están dominadas por hadrosáuridos hadrosaurinos, titanosaurios, dromeosaurios, ceratópsidos², tiranosaurios, anquilosaurios y paquicefalosaurios (ver referencias en Archibald y Fastovsky, 2004; Fastovsky y Sheehan, 2005), no estando representados estos tres últimos grupos en Europa. En Asia, las faunas son relativamente parecidas a las norteamericanas, con tiranosáuridos, therizinosáuridos, ornitomimosaurios, oviraptorosáuridos, troodontidos, dromeosáuridos, titanosaurios, anquilosaurios, neoceratopsios, paquicefalosaurios y hadrosáuridos (principalmente lambeosaurinos) (Weishampel et al., 2004). La India se encontraba separada del continente euroasiático y por ello sus faunas diferían de las de éste, estando ampliamente dominadas por terópodos ceratosaurios y titanosaurios (Weishampel et al., 2004). En América del Sur, los grupos de dinosaurios comprenden abelisáuridos, dromeosaurios, titanosaurios, anquilosaurios y hadrosaurios hadrosaurinos (Weishampel et al., 2004). En esta zona, a finales del Maastrichtiense, se produce una transgresión generalizada y las formaciones de esa edad son de origen marino con restos de plesiosaurios, mosasaurios, tortugas marinas y aves (Gasparini et al. 2007). En África, el registro de dinosaurios finicretácico es, hasta ahora, muy escaso, habiéndose citado la presencia de posibles abelisáuridos y de titanosauriformes (Weishampel et al., 2004).

Existen diferentes reconstrucciones paleogeográficas de la zona europea (área occidental del Tethys entre Fennosarmatia y el continente Afro-Arábigo), según los diferentes autores, que sólo están de acuerdo en parte (para más detalles sobre la paleogeografía de Europa en el Maastrichtiense ver Dalla Vecchia, 2006, Company et al., 2009a). Las principales áreas emergidas en Europa eran (figura 2.9, ver Dercourt et al., 2000): las Islas Británicas, el Dominio Iberoarmórico (Península Ibérica y parte de la actual Francia), la isla de Renania-Bohemia (Bélgica, los Países Bajos y el norte de Alemania), la isla Austroalpina (Austria, Bavaria y probablemente parte de Hungría), el Escudo Fennoescandinavo (Escandinavia), el Escudo Ucraniano (Ucrania, pudiendo englobar una península formada en parte por las actuales Polonia y

² Últimamente se han descrito restos atribuidos a neoceratópsidos en el Campaniense de la cuenca de Kristianstad en Suecia (Lindgren et al., 2007) y en el Coniaciense-Santoniense de Bélgica (Godefroit y Lambert, 2007).

Rumania, incluida la Cuenca de Transilvania), la isla Adriático-Dinámica (norte de Italia, Eslovenia y parte de Croacia), la isla de Crimea y varios conjuntos de islas o plataformas meridionales (Placa Apúlica, Placa de los Apeninos e islas de Alborán).

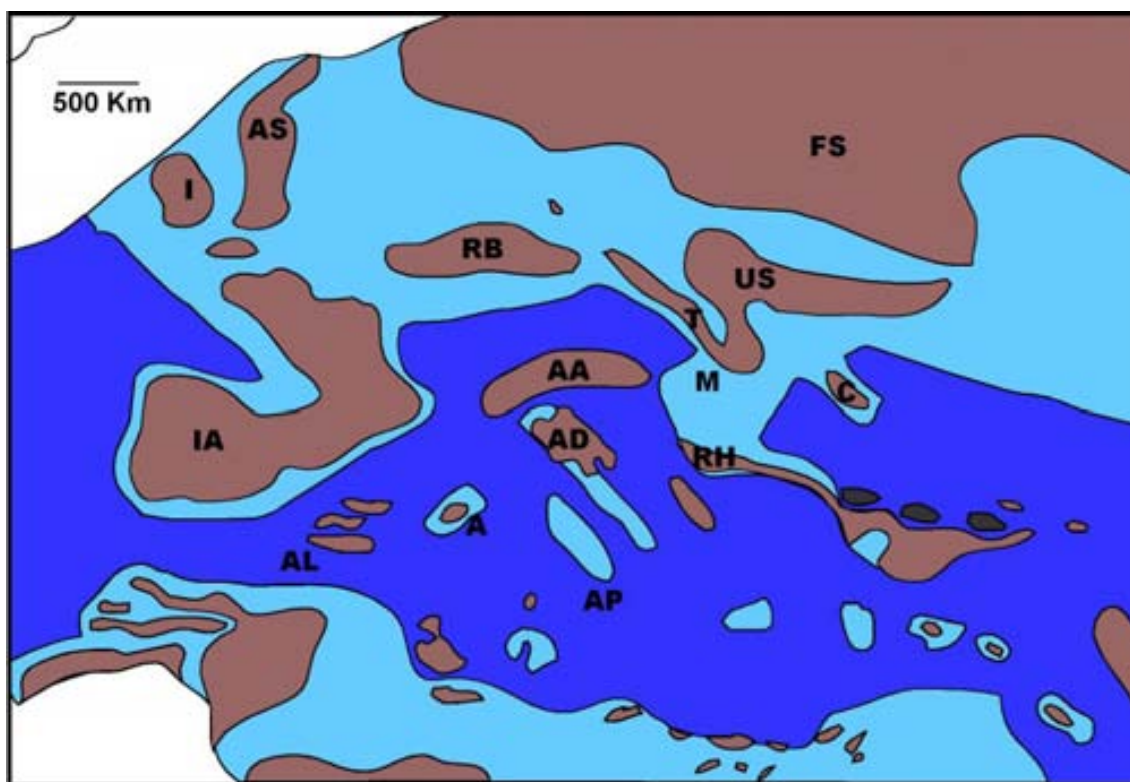


Figura 2.11. Mapa paleogeográfico simplificado de Europa en el Maastrichtiense (latitudes entre 10° y 50°N). Según Dercourt et al. (2000) en Pereda-Suberbiola (2009), modificado. Las áreas de color marrón representan las zonas emergidas, las azul claro los mares epicontinentales, las azul oscuro las cuencas oceánicas, las negras las volcánicas y las blancas representan zonas de las cuales se desconoce su paleogeografía. A=Placa de los Apeninos; AA=Isla Austroalpina; AD=Isla Adriático-Dinámica; AL=Islas de Alborán; C=Isla de Crimea; FS=Escudo Fennoescandinavo; I=Islas Británicas; IA=Isla Iberoarmórica; PA=Placa Apúlica; RB=Isla de Renania-Bohemia; T=Cuenca de Transilvania; U=Escudo ucraniano.

Las principales zonas de Europa donde se han encontrado restos de dinosaurios del Campaniense-Maastrichtiense son la isla Austroalpina (yacimientos de Austria, Bavaria y probablemente Hungría), la isla de Renania-Bohemia (principalmente los yacimientos de Namur, Liège y Limburgo en Bélgica y los Países Bajos), el Escudo Fennoescandinavo (solamente unos pocos yacimientos daneses y suecos), la isla de Crimea, el escudo ucraniano (con los yacimientos de Transilvania) y la isla Ibero-Armórica (con numerosas localidades en la Península Ibérica y el sur de Francia) (ver Le Loeuff, 1991a; Laurent, 2003; Company, 2004; Weishampel et al., 2004; Dalla Vecchia, 2006; Company et al., 2009a; Pereda-Suberbiola, 2009). Estas dos últimas áreas son las que contienen los yacimientos más numerosos e importantes. En la isla Ibero-Armórica existen yacimientos en Portugal (Aveiro, Taveiro y Viso), la zona pirenaica (sur de Francia y norte de la Península Ibérica), Álava, Laño y Quintanilla del Coco (Burgos), Armuña (Segovia), Cubilla (Soria) y Lo Hueco (Cuenca), Chera y Tous (Valencia) y

Sacedón (Guadalajara) (ver referencias en Company, 2004; ver también Barroso-Barcenilla et al., 2008; Ortega y Pérez-García, 2009).

El insularismo de Europa hace que existan diferencias considerables entre unas islas y otras del archipiélago. En Ibero-Armórica hallamos una fauna en la que se mezclan taxones primitivos con otros más derivados (para un resumen detallado de la paleobiogeografía ver Pereda-Suberbiola, 2009 y Company et al., 2009a). Así, por ejemplo, en la Península Ibérica se han identificado tres tipos de hadrosauroideos (Pereda-Suberbiola et al. 2009b): una forma primitiva no hadrosáurida en Fontllonga (Lleida), un hadrosáurido basal en Tous (Valencia) y hadrosáuridos lambeosaurinos en Blasi (*Arenysaurus ardevoli*, Pereda-Suberbiola et al. 2009a) y en Sant Romà d'Abella (*Pararhabdodon isonensis*, Prieto-Márquez y Wagner 2009). Por otro lado, en Transilvania hallamos el hadrosauroideo no hadrosáurido *Telmatosaurus transsylvanicus* (acompañado de otros taxones endémicos como el rhabdodóntido *Zalmoxes* y el titanosaurio *Magyarosaurus*) (Weishampel et al., 2004). En el resto de Europa se hallan restos de hadrosauroideos poco diagnósticos (Dalla Vecchia, 2006). Por lo tanto, las especies europeas de hadrosauroideos incluyen una mezcla de formas basales y derivadas que se ha explicado en términos de aislamiento geográfico con episodios de dispersión desde Asia y/o América del Norte (Pereda-Suberbiola et al., 2009b). Este escenario difiere del que se muestra al final del Cretácico en América del Norte y Asia donde están presentes únicamente hadrosáuridos derivados: hadrosaurinos en América del Norte y lambeosaurinos en Asia (Godefroit et al., 2001, 2003, 2004, 2008; Bolotsky y Godefroit, 2004).

Respecto a las sucesiones de faunas en la isla Ibero-Armórica, algunos autores han reconocido una sucesión de dos asociaciones de dinosaurios, concluyendo que durante el Maastrichtiense tuvo lugar un reemplazamiento faunístico (Le Loeuff et al., 1994a; Buffetaut y Le Loeuff, 1997; Buffetaut et al., 1997). De acuerdo con esos autores, una asociación Campaniense superior-Maastrichtiense inferior con terópodos dromeosáuridos y abelisáuridos, saurópodos titanosáuridos, anquilosaurios nodosáuridos y ornitópodos rhabdodóntidos fue reemplazada por una asociación de hadrosáuridos-dromaeosáuridos durante el Maastrichtiense superior. La presencia de titanosáuridos disminuyó hasta la completa desaparición de éstos antes del Maastrichtiense superior. Los rhabdodóntidos, comunes en los yacimientos europeos del Campaniense superior y el Maastrichtiense inferior no se encuentran en el Maastrichtiense superior, mientras que los hadrosaurios aparecieron durante el Maastrichtiense superior. Este reemplazamiento podría estar ligado a un evento ambiental relacionado con una regresión marina en el Maastrichtiense superior (Cojan, 1989). Sin embargo, posteriores estudios en el área pirenaica (Laurent et al., 1999; Canudo et al., 2001; López-Martínez et al., 2001; Laurent et al., 2002a; Riera et al., 2009b), revelaron que esta bipartición es en parte artificial. El registro de terópodos, titanosáuridos, nodosáuridos y hadrosaurios es continuo del Campaniense superior al Maastrichtiense terminal. Además, la presencia de nodosaurios se ha documentado en el Maastrichtiense superior (Pereda-Suberbiola, 1992; Laurent et al., 1999).

En el resto de Ibero-Armóricas existen varios yacimientos que muestran un escenario análogo al de los Pirineos (ver Company et al., 2009a). En yacimientos datados como Campaniense superior- Maastrichtiense inferior (Laño en Burgos y Chera en Valencia) predominan los titanosaurios (*Lirainosaurus*), nodosaurios (*Struthiosaurus*), el ornitópodo *Rhabdodon*, así como terópodos dromeosáuridos y probables abelisauroides (Pereda-Suberbiola et al. 2006; Torices, 2007; Company et al. 2009a). Por otro lado, en los yacimientos más modernos (Tous en Valencia) los fitófagos dominantes son los hadrosaurios, desapareciendo los nodosaurios y rhabdodóntidos y los titanosaurios disminuyen pero siguen existiendo (Company et al., 2009a).

Los estudios llevados a cabo en el sinclinal de Àger demuestran que existen sólo 3 metros de separación entre las últimas icnitas de dinosaurio y los primeros fósiles paleocenos, lo que correspondería a un intervalo de tan sólo 75.000-100.000 años (López-Martínez et al., 1998) en contraste con el intervalo de 2 millones de años propuesto por algunos autores (Colombo, 1996; Galbrun, 1997).

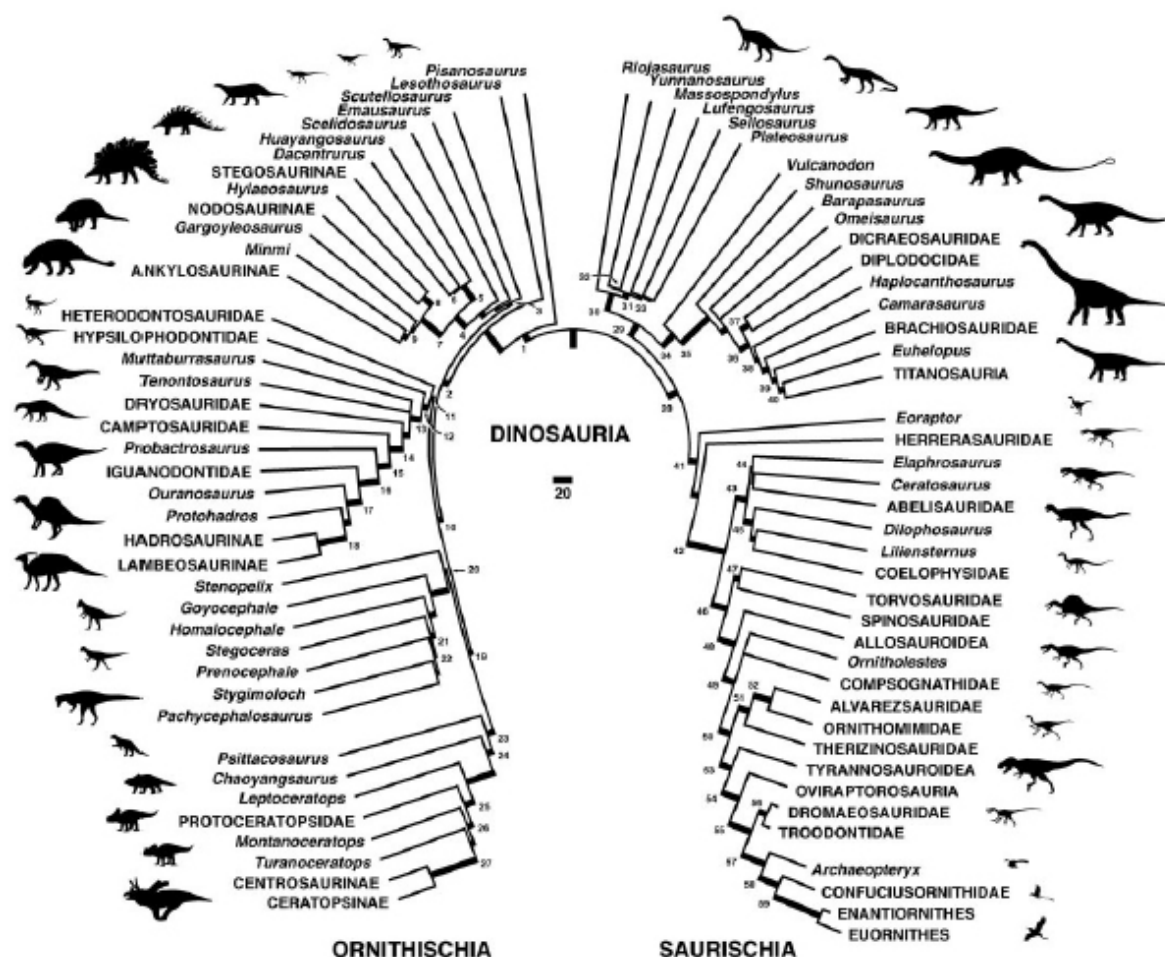


Figura 2.12. Filogenia sintética de los dinosaurios (Serenó, 1999) con algunos de los términos referidos a dinosaurios utilizados en este trabajo. 7: Ankylosauria; 8: Nodosauridae; 11: Ornithopoda; 12: Euornithopoda; 17: Hadrosauridae; 18: Hadrosauridae; 34: Sauropoda; 39: Titanosauriformes; 41: Theropoda.

2.5. Geoquímica de isótopos estables y elementos traza en huevos de dinosaurio y carbonatos pedogénicos

Los análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno de carbonatos biogénicos y pedogénicos son una valiosa herramienta para la caracterización de las condiciones ambientales y a veces climáticas. En el caso del estudio de las condiciones paleoambientales de medios continentales del Cretácico superior muchos de estos estudios se han llevado a cabo en huevos de dinosaurio y nódulos edáficos por tratarse de carbonatos de los que se cuenta con amplio registro.

Los diversos estudios de isótopos estables de carbono y oxígeno en cáscaras de huevos de aves y reptiles modernos muestran que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ están directamente relacionados con la composición isotópica del alimento en el caso del carbono (Von Schirnding et al., 1982; Schaffner y Swart, 1991) y con la de las aguas que beben los animales en el caso del oxígeno (Folinsbee et al., 1970). Hay que tener en cuenta además ciertos factores que influyen en las características isotópicas de las cáscaras, como la temperatura corporal y el fraccionamiento vital específico. En base a todo ello, los estudios isotópicos de huevos de dinosaurios se han utilizado para establecer su dieta (Folinsbee et al., 1970; Sarkar et al., 1991; Bojar et al., 2009) y para reconstruir las condiciones paleoambientales en que vivían (Erben et al., 1979; Morin, 1989; Battacharya y Mohabey, 1991; Tandon et al., 1995; Cojan et al., 2003; Bojar et al., 2005). Además, los elementos traza en la calcita de los huevos de reptiles y aves (Erben et al., 1979; Iatzi et al., 1991; Dauphin et al., 1998; Zhao et al., 2002; Cojan et al., 2003) se han utilizado como indicadores paleoambientales.

Por otro lado, las señales de isótopos estables de carbono y oxígeno de los carbonatos pedogénicos registran las condiciones ambientales que se dieron durante su formación. Por ello, los estudios de la composición isotópica de estos carbonatos resultan muy útiles en la reconstrucción de diversos aspectos de los paleoambientes como temperatura (Ghosh et al., 2006), niveles de CO_2 atmosférico - $p\text{CO}_2$ (Cerling, 1991, 1992; Mora et al., 1991, 1996; Yapp y Poths, 1992, 1996; Ekart et al., 1999; Schmitz y Pujalte, 2007; Domingo et al., 2009), vegetación (Cerling y Hay, 1986; Cerling et al., 1988, 1989; Cerling, 1992; Mack et al., 1994; Koch et al., 1995; Slate et al., 1996; Cojan et al., 2003) y paleoaltimetría (Garzzone et al., 2000; Leier et al., 2009).

Capítulo 3

Materiales y métodos

3.1. Métodos generales

Para lograr los objetivos propuestos se han utilizado diferentes metodologías, dependiendo del tipo de estudio a realizar y teniendo en cuenta que cualquier estudio siempre empieza con una recopilación de la bibliografía existente, referida tanto a la zona como a la temática de estudio. Dicha bibliografía ha sido estudiada y, posteriormente, ordenada y gestionada mediante el programa informático *EndNote*. En los siguientes apartados se explican los métodos de cada tipo de estudio: cartografía, litoestratigrafía y sedimentología, paleontología, magnetoestratigrafía y petrología y geoquímica.

3. 2. Cartografía

Como complemento a estudios de litoestratigrafía y sedimentología se ha realizado una cartografía geológica, utilizando en parte la existente y mejorándola, donde también se han situado las secciones y se han cartografiado los niveles físicos de correlación de las mismas. Por razones de seguridad, se ha considerado conveniente no incluir en el mapa la localización de los yacimientos. Además, cuando lo han requerido los trabajos estratigráficos y sedimentológicos, se han realizado cartografías de detalle.

3. 3. Litoestratigrafía y sedimentología

En primer lugar se ha llevado a cabo un estudio detallado de la zona mediante ortofotografías 1:5.000 seguido de un reconocimiento de campo. Esto ha permitido evaluar las condiciones de afloramiento y el alcance y completitud de las posibles secciones. Se han elegido así las zonas más adecuadas para medir las columnas correspondientes. Se han realizado columnas estratigráficas detalladas para situar con precisión los niveles con contenido paleontológico y también otras de soporte para poder correlacionar unas secciones con otras y tener un registro lo más completo posible (con los mínimos cubiertos). En total, se han levantado 60 secciones situando 116 yacimientos utilizando la vara de Jacobs y la cinta métrica. En la descripción de las secciones se han tenido en cuenta, entre otros, los aspectos siguientes: polaridad, potencia, litología, textura, color, naturaleza de los contactos entre unidades, estructuras sedimentarias, estructuras post-deposicionales, bioturbaciones, contenido fósil, etc. Al ir midiendo las secciones, además se han recogido algunas muestras para hacer láminas delgadas para su posterior estudio en el microscopio petrológico.

Los colores de las litofacies han sido descritos a partir del color de la matriz en muestras frescas secas. Diferenciar colores y tonalidades a menudo presenta dificultades, especialmente en los términos intermedios entre dos colores y si hay presencia de *mottling* y bioturbaciones intensos. Esto hace que el uso de las tablas colorimétricas patrón, como por ejemplo la de Munsell, muy utilizadas en edafología, haya sido poco operativo.

A partir de las secciones y las cartografías realizadas, y siempre partiendo de líneas de correlación basadas en criterios estrictamente físicos, se han construido los paneles de correlación. La representación gráfica de las secciones se ha realizado con el programa informático *Freehand* originalmente a escala 1:100, si bien en este trabajo se han representado a una escala mayor para que su consulta resulte más cómoda.

También se han hecho cortes de detalle de algunos yacimientos para estudiar sus aspectos sedimentológicos. Para ello, se dibujó en el afloramiento una cuadrícula compuesta por cuadrados de 1 metro de lado que sirvieron como referencia para hacer el dibujo a escala en papel milimetrado.

3.3.1. Conteo de láminas mareales

Se ha estudiado la laminación del nivel de los cementos para valorar si existía alguna evidencia mareal, lo que se llevó a cabo en la parte inferior (metros 0–1,5) de la sección del Pla de la Barraca (sinclinal de Vallcebre), donde las diferencias texturales permiten el reconocimiento de láminas. Tras medir el grosor de las parejas de láminas, a partir de imágenes tomadas en el afloramiento, con el programa informático *ImageJ*, se ha corregido el grosor de aquellas que presentaban una acumulación de ostrácodos en su base.

Después los valores obtenidos se han representado en un gráfico de barras para evaluar una posible ciclicidad.

3.3.2. Paleocorrientes

Para establecer el sentido o dirección de las paleocorrientes se han tomado datos de orientaciones de huesos y restos vegetales, además de estructuras sedimentarias (estratificaciones cruzadas y *ripples*). Éstas últimas no se han considerado por no existir marcas de base en el tipo de canales estudiados (tipo meandriforme).

3.3.2.1. Orientaciones de huesos

Para deducir las paleocorrientes y el modo de transporte en diversos yacimientos se han obtenido medidas de la orientación de los huesos (sólo de aquellos de forma alargada que muestran claramente una dirección). Para ello se ha empleado una brújula con clinómetro para medir la dirección y el buzamiento. Los resultados se han proyectado en diagramas de rosa y proyecciones estereográficas mediante el programa informático *GEORIENT*.

3.3.2.2. Orientaciones de restos vegetales

Debido a la inexistencia de estructuras sedimentarias a partir de las cuales obtener la dirección de la paleocorriente en el nivel de los cementos (base de la unidad gris inferior de la Fm. Tresp), se han analizado las orientaciones de diversos tipos de restos vegetales (Riera et al., 2010). La mayoría de los restos se encuentran en el techo del nivel de los cementos y algunos de ellos en las *overbeds*.

Las orientaciones se han medido en las localidades de Fumanya Sud y Mina Esquirol (sinclinal de Vallcebre). Se han examinado 1214 m² aproximadamente y se han obtenido 180 medidas del ángulo de orientación de los restos con respecto a la dirección del estrato considerando la longitud como la dirección de la orientación principal. Las orientaciones de 18 troncos inaccesibles se han tomado a partir de fotografías. En todos los casos se ha aplicado una corrección tectónica.

Se distinguen cuatro categorías de restos vegetales:

1. *Frenelopsis*. Consisten en fragmentos aislados y acumulaciones densas (*clusters*) de ejes vegetativos centimétricos.
2. *Sabalites longirhachis* (Unger) Kvaček et Herman. Son hojas de palmera ovo-lanceoladas que miden entre 43 y 75 cm de longitud y entre 10 y 41 cm de ancho y tienen largos pecíolos (ver Marmi et al., 2008a para una descripción detallada).
3. Troncos. Están preservados como moldes de forma cilíndrica sin evidencias de ramificación. Oscilan entre 0,5 y 14 m de longitud y tienen

diámetros de entre 0,1 y 0,5 m. Se encuentran paralelos a los planos de estratificación.

4. Otros fragmentos vegetales. Incluyen pequeños ejes leñosos cilíndricos no identificables y algunos fragmentos pequeños de hojas de *Sabalites*.

Las 198 medidas se han representado en diagramas de rosa cuyos resultados se muestran como dirección o sentido de paleocorriente. Para ello, se ha utilizado el programa informático *Grapher*. Las acumulaciones de *Frenelopsis*, los troncos y otros fragmentos vegetales no identificables muestran formas cilíndricas alargadas que indican dirección pero no sentido, mientras que las hojas completas de *Sabalites* pueden ser indicadores del sentido de la paleocorriente (el pecíolo indicaría la dirección).

3.3.3. Contexto sedimentológico de los restos fósiles

Con los datos disponibles (tanto los recogidos mientras se medían las secciones o se hacían las cartografías como los provenientes de la bibliografía) del contexto sedimentológico de los restos de los diferentes yacimientos, se ha construido primero una base de datos de los yacimientos¹ que cuenta con 628 horizontes con restos (325 de la vertiente surpirenaica y 303 del sur de Francia) y, a partir de ella, una serie de gráficos que permiten relacionar el tipo de restos y la facies en que se encuentran.

En lo referente a la vertiente surpirenaica, en un gran número de casos se ha partido de datos propios si bien se han tenido en cuenta algunos datos bibliográficos. Por lo que respecta a los yacimientos franceses, la información ha sido íntegramente obtenida a partir de bibliografía. La práctica totalidad de los yacimientos de la vertiente surpirenaica pertenecen al Maastrichtiense, mientras que los del sur de Francia, al Campaniense y al Maastrichtiense.

Los yacimientos estudiados se han agrupado según la facies en que se encuentran y el tipo de restos que contienen. Para simplificar, se han considerado las siguientes facies o ambientes: marino, costero, *lagoon* (desconfinado), *lagoon* (confinado), fluvial (desconfinado), fluvial (confinado), abanico aluvial, lacustre e indeterminado. En cuanto a los restos, se han establecido tres grupos según se trate de huesos, huellas o huevos. Así, los huesos se han agrupado en saurópodos, terópodos, rhabdodóntidos, hadrosaurios, lambeosaurios, nodosaurios, ornitópodos indeterminados y restos indeterminados; las huellas en saurópodos, terópodos y ornitópodos; y los huevos según los ootaxones asignados en cada caso (oofamilia, oogénero u ooespecie). Además, en los restos de huevos se ha tenido en cuenta si eran fragmentos o ejemplares enteros. Sólo se han construido gráficos cuando se contaba con un número de datos igual o superior a 5 en el caso de huesos y huellas e igual o superior a 10 en el de huevos.

Dado que los distintos autores han utilizado criterios diferentes para denominar los yacimientos (dando el mismo nombre a diferentes yacimientos o

¹ No se incluye la base de datos como documento anexo por motivos de la confidencialidad por tratarse en muchos casos de datos de excavaciones inéditos pertenecientes a otros autores.

dando nombres diferentes al mismo yacimiento) hay casos en los que la información puede o bien estar duplicada o bien faltar. Además, muchas veces un yacimiento o localidad con restos fósiles consta de varios horizontes estratigráficos no siempre explicitados. Siempre que ha sido posible (como es el caso de los datos propios y algunos de la bibliografía), se ha considerado cada uno de los horizontes con sus correspondientes restos por separado. Cuando no, se ha seguido el siguiente criterio:

- a) Si se alude a una sola litología, se ha considerado como horizonte estratigráfico.
- b) Si se alude a dos o más litologías (por ejemplo, arcillas y areniscas) se ha considerado la misma información referente a los restos para cada una de ellas (no se conocía en qué litología se había encontrado cada resto, así, en nuestro ejemplo se habría asignado la misma para las arcillas y para las areniscas).

La determinación de las facies no ha ofrecido problemas en los casos con datos propios y en aquellos de la bibliografía en que se contaba con información concreta de la facies o datos suficientes para deducirla (a partir de la litología y la formación). Si no se disponía de suficiente información, la facies se ha deducido a partir de la disponible en cada caso.

En general, en los restos fósiles referidos como aff., cf. o ? como criterio esto no se ha tenido en cuenta. Por lo que respecta a los restos óseos, si se había encontrado más de una forma de una de las categorías establecidas en un yacimiento, sólo se ha tenido en cuenta una vez (por ejemplo, diferentes morfotipos de terópodos se han contabilizado como "terópodo" una sola vez). En el caso de moldes de huellas localizados en la base de un estrato, se han contabilizado como pertenecientes al estrato infrayacente. En el caso de los huevos, cuando no se conocía si estaban enteros o eran fragmentos, se ha recurrido a la información fotográfica disponible. De todos modos, en la mayoría de casos, no se ha podido conocer esta información para cada uno de los ootaxones (por ejemplo, si ponía fragmentos y huevos enteros en general para varios ootaxones pero sin especificar qué correspondía cada uno). Por ello, los gráficos de huevos enteros/fragmentos no se han construido para cada ootaxón sino para el conjunto de datos.

3. 4. Paleontología

Paralelamente se ha llevado a cabo una compilación de datos de los yacimientos con restos de vertebrados de la vertiente surpirenaica obtenidos a través de trabajo de campo, publicaciones, informes y memorias de excavación y fuentes orales. Esta información ha sido ordenada y los yacimientos han sido situados en los casos en que esto ha sido posible. Otras veces, sin embargo, esto no se ha podido llevar a cabo por la confusión derivada del hecho de que diferentes autores hayan dado nombre a los yacimientos utilizado criterios distintos. Además, en algunos trabajos no existen secciones estratigráficas con información que haga posible situar los puntos con restos, si bien muchas veces hay columnas de detalle que no siempre permiten ver la situación del yacimiento en un contexto general. Por lo que respecta a los datos de los

yacimientos del sur de Francia, se han obtenido únicamente a partir de la bibliografía (trabajos e imágenes publicadas en los mismos).

Los restos fósiles de los yacimientos inéditos incluidos en este trabajo están depositados en las colecciones del Museu de la Conca Dellà y del Institut Català de Paleontologia y fueron restaurados en los talleres de restauración del Museu Comarcal de Ciències Naturals (ICP) de Tremp y del Institut Català de Paleontologia. Las atribuciones taxonómicas de dichos restos se deben a Rodrigo Gaete (MCD), Bernat Vila (ICP) y Begoña Poza (ICP) en el caso de los huesos y dientes; Rodrigo Gaete (MCD) y Bernat Vila (ICP) en el caso de las huellas y a Albert Garcia (ICP), Bernat Vila (ICP) y Ana María Bravo (IGME) en el caso de los huevos.

A la vez que se medían las secciones estratigráficas, se llevó a cabo una prospección paleontológica sistemática (huesos y huellas). También se llevó un control de las distintas trazas de invertebrados y su relación con el sedimento.

Por su utilidad como indicadores paleoecológicos se han usado datos de paleontología de invertebrados y de plantas. Las atribuciones taxonómicas y asesoramiento sobre invertebrados fósiles se deben a Josep Marmi (ICP) y Nikolaus Malchus (ICP), y sobre plantas, a Josep Marmi (ICP) y Bernard Gomez (UCBL, CNRS-UMR).

Durante los años de tesis también se ha llevado a cabo un seguimiento intensivo de las campañas de excavación para obtener el máximo de información sedimentológica de los yacimientos (se han codirigido excavaciones en varios de ellos). En el caso concreto del yacimiento de Basturs Poble, dada su importancia, se ha dado más relevancia la interrelación paleontología-geología. Por ello, se decidió codirigir la excavación con el fin de disponer del máximo de información estratigráfica y sedimentológica para conseguir una interpretación lo más rigurosa posible. Los datos obtenidos durante la excavación mediante la coordinación con una estación total han permitido elaborar un gráfico de la planta del yacimiento con los huesos (Martín, 2008).

3. 5. Magnetoestratigrafía

3.5.1. Métodos de campo

Partiendo de estudios magnetoestratigráficos previos en la Fm. Tremp (Dinarès Turell, 1992; Oms y Canudo, 2004; Oms et al., 2007; Pereda-Suberbiola et al., 2009a), se han tomado principalmente muestras de rocas de textura fina, evitando muestrear las calizas. El comportamiento mecánico de los materiales a estudiar aconsejó realizar un muestreo manual, por lo que las muestras se tomaron en pequeños bloques orientados (siempre en afloramiento fresco). El muestreo se ha llevado a cabo de la manera más regular posible, centrado principalmente en intervalos lutíticos y, preferiblemente, en los de color rojizo.

Se han muestreado un total de 11 secciones del área oriental del sinclinal de Tremp (Conca Dellà), de las que todas menos una son subhorizontales. Se han cogido muestras de 152 niveles estratigráficos, de cada uno de los cuales se han tomado de 1 a 4 especímenes. Se han desmagnetizado 113 muestras (124 especímenes), de las que 12 se han desechado por su baja calidad en la estabilidad de desmagnetización.

Inicialmente se realizó un muestreo preliminar para ver el comportamiento general de todas las lutitas. Tras los resultados preliminares se realizaron nuevos muestreos a fin de obtener un espaciado menor entre muestras sucesivas y lograr una mejor comprensión de determinados comportamientos paleomagnéticos. En la ordenación de los datos y su discusión ha sido fundamental su integración en las secciones y gráficos de correlación.

3.5.2. Métodos de laboratorio

El trabajo de laboratorio fue realizado por el Dr. Jaume Dinarès en el Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia de Roma, donde se realizaron mediciones de susceptibilidad y remanencia magnética. A las muestras se les aplicó una combinación de desmagnetización tanto térmica (120°C) como por campos alternos. El proceso se realizó de manera escalonada. A partir de colecciones de desmagnetización piloto se obtuvo una visión general de dicha desmagnetización, lo que permitió establecer un protocolo con menos intervalos de desmagnetización. Las muestras fueron clasificadas en función de su calidad de estabilidad en la desmagnetización.

Las mediciones de remanencia se realizaron con un magnetómetro criogénico triaxial 2-G Enterprises-high-resolution con sensores RF SQUID. Los datos de remanencia para cada espécimen se interpretaron a partir de un ajuste lineal en diagramas de desmagnetización (Zijderveld, 1967). Cuando fue posible este cálculo se realizó tanto con como sin corrección tectónica.

3. 6. Caracterización petrológica y geoquímica

Se han muestreado un total de 13 secciones y 140 niveles estratigráficos de los sinclinales de Vallcebre, Tremp y Coll de Nargó (ver Anexo 7). No se han situado en columnas estratigráficas las muestras de Sallent E y tres muestras huevos del sinclinal de Vallcebre.

3.6.1. Materiales

Se han tomado muestras de huevos de dinosaurio, preferentemente de aquellos que se encontraban enteros e *in situ*. En el caso de la ausencia de ejemplares completos, las muestras se han tomado en fragmentos aislados de huevos que se encontraban tanto *in situ* como cuando, sin ser ese el caso, podían ser atribuidos sin dudas a un intervalo estratigráfico muy restringido. Siempre que ha sido posible, se han cogido muestras de diversos huevos de

un mismo nido, así como de diversos huevos dentro de un mismo nivel estratigráfico, para estudiar su variabilidad geoquímica.

Prácticamente la totalidad de muestras de huevos de dinosaurio estudiadas pertenecen a la ooespecie *M. siruguei*, tanto las del sinclinal de Coll de Nargó (A. Garcia, comunicación personal) como las del sinclinal de Vallcebre (Bravo et al., 2005; Vila et al., en revisión) (ver Anexo 7).

Además de fragmentos de huevo de dinosaurio se han recogido nódulos edáficos de carbonato, preferiblemente aquellos de pequeño tamaño (2-3 mm) que se encontrasen englobados en una matriz arcillosa. Siempre que ha sido posible, se han tomado muestras de huevos y nódulos del mismo nivel.

3.6.2. Preparación de las muestras

Los fragmentos de huevo de dinosaurio se limpiaron con un aparato de ultrasonidos *Selecta Ultrasons* de 1 litro en un medio de agua destilada. Posteriormente, con la ayuda de una lupa binocular, se separaron algunos prismas de la estructura del huevo, que se limpiaron de restos de matriz y de cemento de los poros para así evitar contaminaciones. Por otro lado, los nódulos se separaron de su matriz y se eliminaron los restos de ésta mediante alcohol y abrasión de su superficie externa. Preferiblemente se utilizó un solo nódulo por muestra. En ambos casos, para obtener las muestras de polvo, se utilizó un mortero de ágata. Siempre que fue posible se reservó una parte de cada muestra para elaborar con ella láminas delgadas y probetas pulidas para su posterior estudio. Los huevos, por su fragilidad, se incluyeron en resina y posteriormente se obtuvieron las láminas y probetas de secciones tangenciales.

3.6.3. Métodos

3.6.3.1. Caracterización mineralógica y elemental

Difracción de rayos X

La determinación mineralógica de las muestras de polvo mediante difracción de RX se ha efectuado en el Institut de Ciències de la Terra “J. Almera” (CSIC, Barcelona) utilizando un difractómetro D8 Advance de Bruckner™ con detector SOL-X para micromuestras y un difractómetro D5005 Bruckner™ con detector de centelleo para muestras estándar. También se han llevado a cabo difracciones de RX mediante un difractómetro de polvo Philips X-Pert de los Servicios Científico-Técnicos de la UAB, para lo cual se utilizó el autoservicio. Los datos fueron procesados con el programa informático X-Pert Data Collector.

EDX (energy dispersive X-ray analysis)

La determinación mineralógica de las muestras a partir de probetas recubiertas de carbono mediante microscopía electrónica se ha llevado a cabo en los Servicios Científico-Técnicos de la Universitat de Barcelona con un microscopio ESEM Quanta 200 FEI, XTE 325/D8395 con un detector EBSD para la adquisición de patrones de difracción de electrones retrodispersados y un detector EDS EDAX Genesis QUANTA para la adquisición de espectros de rayos X. En realidad en este caso los espectros que se obtienen corresponden a picos de elementos, siendo en nuestro caso, aparte del Ca, los más frecuentes Sr, Ba, S, Si, Mg, Fe, F... Mediante la combinación de elementos encontrados y la observación morfológica se puede inferir la presencia de Celestina (SrSO₄), Baritina (BaSO₄) y composiciones intermedias de ambas, sulfuros de Fe (FeS), Fluorita (CaF₂), dolomita, etc.

*3.6.3.2. Caracterización textural-petroológica**Microscopía electrónica de barrido (SEM)*

El estudio textural y petrológico de las muestras en probetas recubiertas de carbono con microscopía electrónica se ha llevado a cabo en los Servicios Científico-Técnicos de la Universitat de Barcelona con un microscopio ESEM Quanta 200 FEI, XTE 325/D8395 con un detector EBSD para la adquisición de patrones de difracción de electrones retrodispersados y un detector EDS EDAX Genesis QUANTA para la adquisición de espectros de rayos X.

Microscopía óptica

El estudio textural y petrológico de las muestras en lámina delgada mediante microscopio petrográfico se ha realizado en la Universitat Autònoma de Barcelona y la Universitat de Barcelona. Las fotografías se realizaron en la Universitat de Barcelona con una cámara Axiophot Sony DXC-5500 acoplada al microscopio.

Catodoluminiscencia

El estudio del estado de preservación de las muestras (huevos y nódulos edáficos) mediante catodoluminiscencia se ha realizado con un microscopio Technosyn 8200 MK II a 15 KV con una cámara Sony DXC-S500 IEEE 1394 en la Universitat de Barcelona. Las observaciones se llevaron a cabo en las probetas pulidas utilizadas para microscopía electrónica de barrido habiendo limpiado el recubrimiento de carbono.

3.6.3.3. Caracterización geoquímica

Isótopos estables

Los análisis de isótopos estables de oxígeno y carbono se han llevado a cabo en el laboratorio de isótopos estables de la Universidad de Michigan. Las muestras de carbonato se colocaron en navetas de acero inoxidable y fueron calentadas a 200°C en condiciones de vacío durante una hora para eliminar los contaminantes volátiles y el agua. Las muestras fueron entonces colocadas en cubas de reacción individuales de borosilicato y se hicieron reaccionar a $76^{\circ} \pm 2^{\circ}\text{C}$ con 3 gotas de ácido fosfórico anhidro durante 8 minutos en un dispositivo de preparación Finnigan MAT Kiel acoplado directamente a la entrada de un espectrómetro de masas de relaciones isotópicas (IRMS) con un colector triple Finnigan MAT 251. El error en las mediciones de las composiciones isotópicas de carbono y oxígeno es inferior a 0,1‰ en ambos casos.

Elementos traza

Para llevar a cabo los análisis de elementos traza, las muestras de huevos de dinosaurio y nódulos de carbonato se disolvieron en 3 ml de ácido HNO_3 diluido ultrapuro (3%). Las soluciones fueron analizadas, además junto con el calcio, para Ba, Fe, Mg, Mn, S y Sr usando un espectrómetro de emisión óptica de plasma acoplado inductivamente (ICP-OES) Thermo Jarrell Ash en el laboratorio del Institut de Ciències de la Terra “Jaume Almera” de Barcelona (CSIC). Los límites de detección fueron de 0,025 ppm para el Ca, 0,1 para Na y 5 ppb para los demás elementos en solución. Todos los análisis se llevaron a cabo contrastándolos con estándares multielemento preparados a partir de soluciones stock de Johnson Matthey™. Previamente las muestras fueron pesadas con una microbalanza Mettler Toledo en una cámara blanca en los Servicios Científico-Técnicos de la Universitat de Barcelona.

Capítulo 4

Sucesión sedimentaria y datación

4.1. Litofacies

A la hora de medir las columnas estratigráficas en el área de estudio se han establecido 12 grupos de litofacies según su litología, color, textura, estructuras sedimentarias orgánicas e inorgánicas, el contenido fósil, geometría de los cuerpos y distribución espacial. Dichas litofacies pertenecen a los materiales del techo de la Fm. Arenisca de Arén y a la Fm. Tresp, que son los que contienen los restos fósiles de dinosaurios.

Esta subdivisión de litofacies se basa en la utilizada por Riera et al. (2009b) para el sector oriental de la cuenca de Tresp y es similar a la de Oms et al. (2007) para el sinclinal de Vallcebre. Las equivalencias de las litofacies de este trabajo con respecto a las de Oms et al. (2007) se muestran en la tabla 4.1.

Oms et al. (2007)	Este trabajo
---	F1. Areniscas y calcarenitas (Fm. Arén)
F3. Calizas	F2. Calizas y calcarenitas (Fm. Tremp)
F1. Carbones	F3. Carbones
F4. Margas azules	F4. Margas y lutitas azules
F2. Lutitas negras y F6. Lutitas oscuras	F5. Arcillas y limos grises y negros
F5. Areniscas azules	F6. Areniscas grises
F7. Lutitas marrones	F7. Arcillas y limos ocre
F7. Lutitas marrones	F8. Arcillas y limos marrones
---	F9. Arcillas y limos naranjas
F9. Lutitas rojas	F10. Arcillas y limos rojos
F8. Lutitas rojo pálido	F11. Arcillas y limos morados
F8. Areniscas de grano fino, F9. Areniscas de grano medio y F10. Areniscas de grano grueso y microconglomerados	F12. Areniscas, conglomerados y microconglomerados ocre y rojos

Tabla 4.1. Equivalencias entre las litofacies de este trabajo (modificado de Riera et al., 2009b) y las de Oms et al. (2007).

4.1.1. Descripción de litofacies

A continuación se describen los 12 grupos de litofacies establecidos. En la tabla 4.2 se presenta una síntesis de los mismos.

F1. Areniscas y calcarenitas del techo de la Fm Arenisca de Arén

Se encuentran en los sinclinales de Tremp y Coll de Nargó. Podemos distinguir dos litofacies en función de sus características sedimentológicas:

F1A. Areniscas y calcarenitas de grano medio a muy grueso de colores grises, blanquecinos y amarillentos. Están formadas mayoritariamente por granos de cuarzo aunque a menudo también tienen bioclastos (bivalvos, gasterópodos, rudistas). Acostumbran a estar bien seleccionadas y tienen estratificación cruzada u ondulada a gran escala y *ripples* de oscilación (figura 4.1A).

F1B. Areniscas de de grano medio a grueso de color rojo intenso. Están formadas mayoritariamente por granos de cuarzo y frecuentemente están afectadas por una intensa pedogénesis, hasta el punto de que hay zonas donde se ha formado una costra ferruginosa (figura 4.1B). Contienen

gasterópodos del género *Lychnus* y también *Microcodium* (Crusafont et al., 1966; Sanz et al., 1995).

F2. Calizas y calcarenitas de la Fm. Tremp

Se pueden distinguir dos grupos según su posición estratigráfica dentro de la serie:

F2A. Calizas y calcarenitas de la unidad gris. Se encuentran intercaladas con margas y lutitas azules (F4) y arcillas y limos grises (F5A) que contienen abundante malacofauna (Liebau, 1973, ver referencias en Vila et al., 2008a, 2009a). Muchas veces se encuentran adosadas al techo de la Fm. Arenisca de Arén. Generalmente tienen poca potencia (inferior a un metro). Están compuestas por:

- *Wackestones* y *packstones* de colores claros con carófitas. A menudo están laminadas o son nodulosas y están muy bioturbadas (figura 4.1C).
- *Boundstones con rudistas* (*Radiolitella pulchella*, *Hippuritella castroi*, *Biradiolites moroi*, etc.). Estos niveles, en el sinclinal de Tremp, constituyen horizontes de correlación a escala de cuenca (Liebau, 1973; Pons, 1977; Vicens et al., 2004) (figura 4.1D).
- *Packstones* y *rudstones* de oncoides. Generalmente son subesféricos y tienen medidas que oscilan entre 0,5 y 3 cm de diámetro. El núcleo suele estar formado por fragmentos óseos, trozos de madera o moluscos (Llompart y Krauss, 1982) (figura 4.1E).
- *Mudstones* y *wackestones* generalmente de color oscuro con bioclastos (moluscos, ostrácodos) o *packstones* y calcarenitas con bioclastos que muchas veces forman lumaquelas (*Corbicula laletana*; Liebau, 1973).
- Margocalizas y calizas margosas gris-azuladas con abundantes invertebrados y restos vegetales.
- Calcarenitas bioturbadas por invertebrados (*Ophiomorpha nodosa* y *Thalassinoides suevicus*, Martinell et al., 2001) con bioclastos y ripples de oscilación.

Algunas de estas tuvieron probablemente una exposición subaérea importante evidenciada por pequeña microkarstificación sinsedimentaria y huellas de dinosaurio.

F2B. Calizas y calcarenitas de la unidad roja inferior y Calizas de Vallcebre y equivalentes laterales. Se encuentran formando niveles intercalados con arcillas y limos ocres (F7), marrones (F8), naranjas (F9), rojos (F10) y morados o morados blanquecinos (F11). Frecuentemente se hallan entre paleosuelos muy calcáreos y suelen presentar una potencia mayor que F2A. Están compuestas por *mudstones* y *wackestones* oscuras, a menudo nodulosas u homogeneizadas debido a la intensa bioturbación que generalmente presentan (figura 4.1F). Pueden tener bioclastos (bivalvos y gasterópodos), carófitas y restos vegetales y acostumbra a estar microkarstificadas a techo. En el

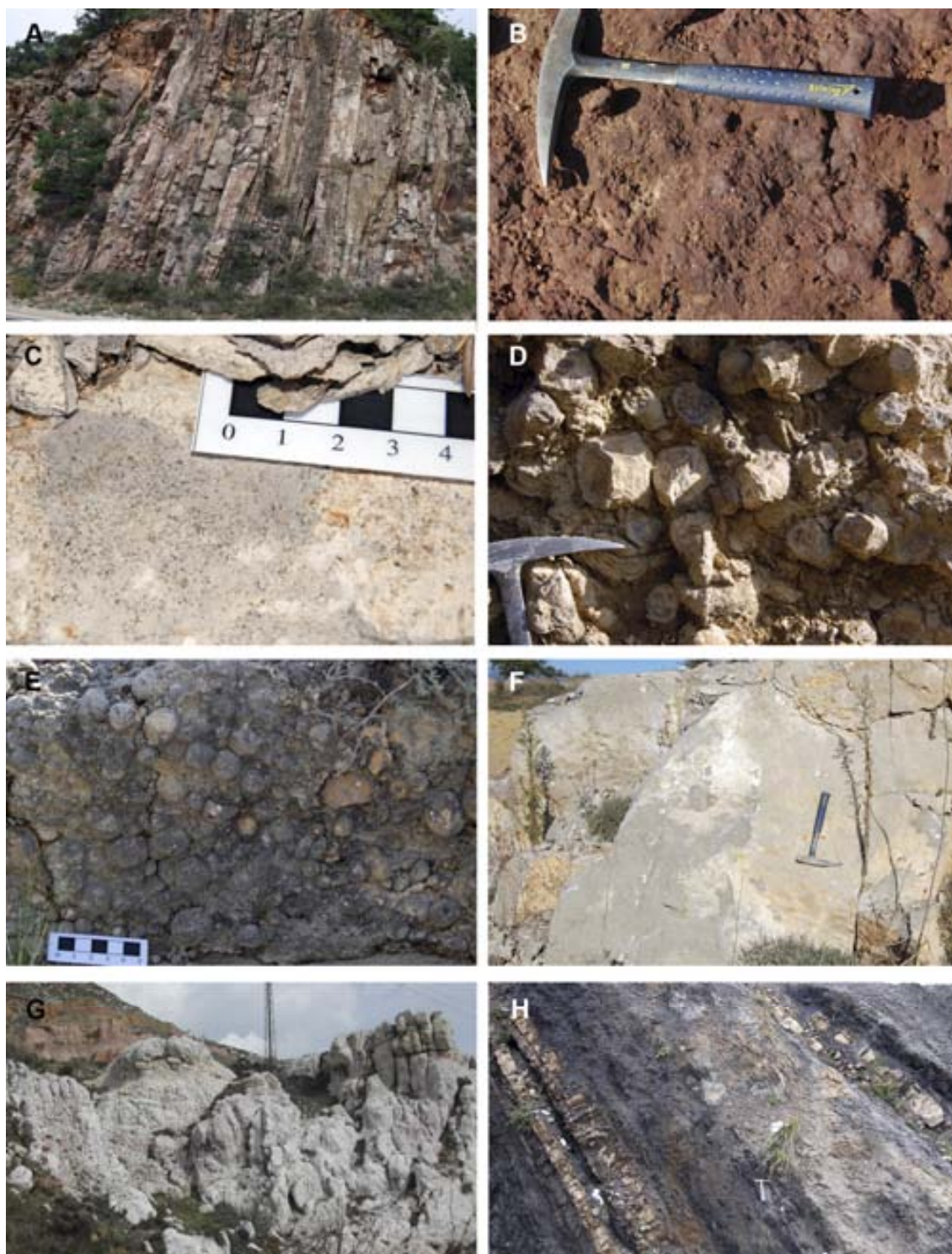


Figura 4.1. **A.** Areniscas de colores grises y amarillentos (F1A) de la Fm. Arén (carretera de Isona a Bòixols, sinclinal de Tremp). **B.** Areniscas de color rojo intenso con la característica costra ferruginosa (F1B) de la Fm. Arén (Barranc de la Costa Gran, sinclinal de Tremp). **C.** *Wackestone* con carofitas (F2A) de la unidad gris de la Fm. Tremp (Orcau, sinclinal de Tremp). **D.** *Boundstone* de *Hippuritella castroi* (F2A) de la unidad gris de la Fm. Tremp (Orcau, sinclinal de Tremp). **E.** *Rudstone* de oncoides (F2A) de la unidad gris de la Fm. Tremp (Orcau, sinclinal de Tremp). **F.** *Mudstone* gris (F2B) de los equivalentes laterales de las Calizas de Vallcebre (Puig Pedrós, sinclinal de Tremp). **G.** Techo de las Calizas de Vallcebre, donde constituyen brechas karstificadas (Cal Menut, sinclinal de Vallcebre). **H.** Carbones (F3) intercalados con calizas con carofitas (F2A) y arcillas grises y negras (F5A) de la unidad gris de la Fm. Tremp (Fumanya, sinclinal de Vallcebre).

sinclinal de Vallcebre, las de la unidad roja inferior suelen contener oncoides. López-Martínez et al. (2006) citan la presencia de *Microcodium*, tanto en colonias de crecimiento como en prismas disociados en los equivalentes laterales de las Calizas de Vallcebre, que interpretan como episodios de emersión y karstificación. En el sinclinal de Tremp (miembro Basturs de Cuevas, 1992) y en el sinclinal de Vallcebre (niveles superiores de la Caliza de Vallcebre) constituyen niveles de brechas y microbrechas calcáreas (figura 4.1G).

F3. Carbones

Niveles centimétricos o métricos de carbones intercalados con calizas (F2A) o arcillas y limos grises y negros (F5A) (figura 4.1C, H). Se encuentran únicamente en la base de la sucesión (unidad gris). En general, se trata de carbones de tipo húmico, sub-bituminosos y con un grado bajo de madurez que se formaron en turberas pantanosas de agua dulce (García-Vallés et al., 1993, García-Vallés et al., 2000).

F4. Margas y lutitas azules

Arcillas y limos de color gris azulado con un componente carbonatado más o menos importante y margas azules de la base de la serie (unidad gris) (Figura 4.2A). Generalmente se trata de niveles de aspecto masivo que aparecen intercalados con niveles de calizas (F2A), arcilla y limos grises y negros (F5A) y areniscas grises (F6). Acostumbran a tener abundantes restos fósiles de invertebrados (*Corbicula*, *Cyrena*, ostreidos, gasterópodos, ostrácodos; Liebau, 1973; ver referencias en Vila et al., 2008a, 2009a) y vegetales y a menudo presentan nódulos edáficos de carbonato y marcas de raíces, evidenciando la presencia de paleosuelos. En el sinclinal de Vallcebre es común encontrar en esta litofacies nódulos de sulfuros de hierro y, más raramente, oncoides.

F5. Arcillas y limos grises y negros

Se han establecido dos litofacies según se presenten en cuerpos lateralmente extensos o reducidos:

F5A. Arcillas y limos de color gris, gris oscuro y negro lateralmente extensos. Se encuentran en la unidad gris y generalmente aparecen intercalados con niveles de calizas (F2A) y margas y lutitas azules (F4). A menudo tienen un aspecto masivo y un ligero *mottling* de color ocre, aunque pueden presentar también un aspecto levemente laminado y estar intercalados con niveles más carbonosos (figuras 4.1C, 4.2B). En el primer caso, pueden conener nódulos edáficos de carbonato que pueden llegar a formar importantes niveles de rizoacreciones y rizolitos limoníticos (Figura 4.2C), mientras que en el segundo son frecuentes los restos vegetales, a menudo también limonitizados. En el sinclinal de Vallcebre estas lutitas tienen un color más oscuro, casi negro, son muy ricas en materia orgánica y muchas veces se confunden con carbones (figuras 4.1C, 4.2B). En general, son niveles con abundantes restos fósiles de

invertebrados (*Corbicula*, *Cyrena*, ostreidos, gasterópodos, ostrácodos; Liebau, 1973, ver referencias en Vila et al., 2008a, 2009a). En algunos casos también se pueden encontrar niveles con oncoides.

F5B. Arcillas y limos grises de poca extensión lateral. Se encuentran en la parte media y alta de la serie (unidad roja inferior). Normalmente están asociados con canales de arenisca (F12) e intercalados con arcillas ocreas (F7), rojas (F10) y moradas (F11). Acostumbran a tener una continuidad lateral reducida y a menudo están laminados y contienen algunos niveles centimétricos irregulares más gruesos con nódulos edáficos de carbonato retrabajados y oncoides (figura 4.2D). Tienen abundantes restos vegetales a menudo limonitizados y fragmentos de troncos, muchas veces de tamaño importante. Localmente también son frecuentes las acumulaciones de sulfuros.

F6. Areniscas grises

Areniscas de grano muy fino a grueso de color gris o gris azulado de la base de la serie (unidad gris) que generalmente aparecen intercaladas con margas y lutitas azules (F4) y arcillas y limos grises y negros (F5A). Tienen potencia centimétrica o de pocos metros, morfologías acanaladas con bases erosivas y una reducida continuidad lateral (figura 4.2E). A menudo están formadas por horizontes de nódulos edáficos retrabajados. Pueden contener restos vegetales y fragmentos de invertebrados. Esta litofacies es especialmente abundante en el sinclinal de Vallcebre, llegando a presentar los canales superficies de acreción lateral (figura 4.2F).

F7. Arcillas y limos ocreas

Arcillas y limos de color ocre claro a ocre oscuro o ligeramente verdoso que se encuentran a lo largo de toda la serie (unidad gris y unidad roja inferior) intercalados con arcillas y limos grises (F5A) en la unidad gris y arcillas y limos grises (F5B), marrones (F8), rojos (F10) y morados (F11) y areniscas (F12) en la unidad roja inferior. Generalmente tienen un aspecto masivo y homogéneo muchas veces debido a la presencia de bioturbaciones por invertebrados (galerías que presentan inclinaciones de vertical y subvertical a subhorizontal, a menudo de la icnoespecie *Spirographites ellipticus*; Mayoral y Calzada, 1998) y por raíces, evidenciadas por la presencia de un ligero a intenso *mottling*. En la parte baja el *mottling* acostumbra a ser de color gris y desaparece gradualmente hacia el techo, donde es de color morado, existiendo una zona de transición donde se encuentran conjuntamente los dos colores. Cuando están en la unidad gris pueden contener fauna (generalmente ostreidos) y ocasionalmente nódulos edáficos de formas muy irregulares. En el sinclinal de Vallcebre pueden contener oncoides.

F8. Arcillas y limos marrones

Arcillas y limos de color marrón claro a marrón oscuro o ligeramente verdoso. Se encuentran en la parte media-alta de la serie (unidad roja inferior) intercalados con arcillas y limos ocreas (F7), rojos (F10) y morados (F11) y



Figura 4.2. **A.** Margas azules (F4) de la unidad gris de la Fm. Trep (Bco. de la Posa, sinclinal de Trep). **B.** Niveles de arcillas negras (F5A) de la unidad gris de la Fm. Trep (Font del Bullidor, sinclinal de Vallcebre). **C.** Arcillas grises con rizocreaciones de carbonato (F5A) de la unidad gris de la Fm. Trep (Orcau, sinclinal de Trep). **D.** Arcillas grises confinadas (F5A) intercaladas con arcillas ocreas (F7) y rojas (F10) de la unidad roja inferior de la Fm. Trep (Covet, sinclinal de Trep). **E.** Areniscas grises de grano grueso (F6) de la unidad gris de la Fm. Trep (Suterranya, sinclinal de Trep). **F.** Areniscas grises (F6) con superficies de acreción lateral de la unidad gris de la Fm. Trep (Fumanya Nord, sinclinal de Vallcebre). La base de la sección se encuentra a la izquierda. **G.** Limos ocreas (F7) de la unidad roja inferior de la Fm. Trep (Basturs, sinclinal de Trep). **H.** Arcillas marrones (F8) de la unidad roja inferior de la Fm. Trep (Basturs, sinclinal de Trep).

areniscas (F12). A menudo presentan un aspecto masivo y un ligero mottling gris y/o morado. Ocasionalmente contienen nódulos edáficos de carbonato y bioturbaciones por invertebrados. Las bioturbaciones, que acostumbran a encontrarse a techo de las capas cuando existe por encima un estrato de arenisca, presentan coloraciones grises y orientaciones verticales.

F9. Arcillas y limos naranjas

Arcillas y limos de color naranja o anaranjado (figura 4.3A). Se encuentran principalmente en el sinclinal de Tremp en la parte alta de la serie (parte superior de la unidad roja inferior) y en el de Coll de Nargó, estando ausentes en el sinclinal de Vallcebre. Están intercalados con carbonatos (F2B) y arcillas y limos ocreos (F7) y morados (F11). Acostumbran a tener un aspecto masivo y a menudo presentan *mottling* de color morado y/o rojo que puede tener mayor o menor intensidad. También pueden tener nódulos edáficos de carbonato y bioturbaciones por invertebrados. En los niveles de la parte más alta de la serie es frecuente la presencia de *Microcodium*. Esta litofacies da el color característico a la formación Esplugafreda de Cuevas (1992) (parte baja de la Fm. Tremp paleocena).

F10. Arcillas y limos rojos

Arcillas y limos de color rojo de anaranjado a rojo intenso y granate (figura 4.3B, C). Las capas muy potentes pueden presentar tramos con pequeñas variaciones de color. Dominan en la parte alta de la sucesión (parte alta de la unidad roja inferior) y están intercalados con arcillas y limos ocreos (F7), marrones (F8), naranjas (F9) y morados (F11) y areniscas (F12). A menudo presentan un aspecto muy masivo debido al alto grado de bioturbación por raíces y por invertebrados, muchas veces reflejado por la presencia de rizohalos de longitudes considerables que generalmente tienen el núcleo morado y los bordes ocreos o el núcleo gris y los bordes morados y abundante *Spirographites ellipticus*, respectivamente. Es frecuente la presencia de *mottling* ocreo y/o morado y nódulos edáficos de carbonato. Esta facies da el color característico de la parte cretácica de la Fm. Tremp (unidad roja inferior). En el sinclinal de Coll de Nargó constituyen la litofacies predominante de la unidad roja inferior. Aquí se encuentran muy bioturbados y contienen abundantes nódulos de carbonato, llegando a formar importantes horizontes de paleosuelos carbonatados.

F11. Arcillas y limos morados

Arcillas y limos de color violáceo o morado intenso (figura 4.3D). La parte superior de estos niveles ocasionalmente puede estar constituida por un tramo de color más grisáceo de poca potencia. Dominan en la parte central y alta de la sucesión (unidad roja inferior) especialmente en el sinclinal de Tremp y están intercalados con arcillas y limos ocreos (F7), marrones (F8), naranjas (F9) y rojos (F10) y areniscas (F12) y, en la parte más alta de la sucesión, con niveles de carbonatos (F2B). Presentan un aspecto masivo y a menudo *mottling* gris u ocreo. Acostumbran a tener nódulos edáficos, a veces muy abundantes, de

formas irregulares, que ocasionalmente aparecen en forma de rizoacreciones. También es frecuente la presencia de *Spirographites ellipticus* y bioturbaciones simples de coloraciones grises que acostumbran a encontrarse en la parte superior de las capas cuando existe un estrato de arenisca suprayacente. En algunas ocasiones estos niveles pueden estar intensamente pedogenizados y llegar a formar horizontes de calcretas nodulares.

F12. Areniscas, conglomerados y microconglomerados ocreos y rojos

Se pueden diferenciar, a su vez, tres litofacies en función de sus características sedimentológicas:

F12A. Cuerpos de arenisca ocreos, anaranjados y rojos de granulometría muy fina o fina. Están intercalados con arcillas y limos ocreos (F7), marrones (F8), naranjas (F9), rojos (F10) y morados (F11) en la parte central y alta de la sucesión (unidad roja inferior). Son cuerpos de poca potencia, que normalmente oscila entre 50 cm y 2 m y raramente supera los 3 m. A menudo presentan formas tabulares y un aspecto muy homogéneo debido a la existencia de bioturbaciones producidas por invertebrados y raíces, generalmente muy abundantes y que le confieren *mottling* de color morado, rojo y/o gris. Lo más común es que en la base el *mottling* sea de color gris y se encuentren nódulos edáficos de carbonato y en el techo el *mottling* sea morado (figura 4.3E). En algunos casos son cuerpos granodecrecientes con granulometrías finas en la base y muy finas en el techo en los que el *mottling* y las bioturbaciones aumentan hacia el mismo. Las trazas realizadas por invertebrados son atribuidas a las icnoespecies *Spirographites ellipticus* y *Naktodemasis boweni* (Smith et al., 2008a) y las producidas por raíces pueden tener una longitud notable. Los niveles de la parte más alta de la sucesión pueden contener *Microcodium*.

F12B. Secuencias granodecrecientes de areniscas de muy finas a muy gruesas, microconglomerados y conglomerados ocreos y rojos, intercaladas con arcillas y limos grises (F5B), ocreos (F7), marrones (F8), rojos (F10) y morados (F11) (figura 4.3F). En el sinclinal de Tremp se encuentran en la parte central y alta de la sucesión (unidad roja inferior), aunque dominan en la parte más alta, donde constituyen niveles más frecuentes, potentes y continuos. Su espesor varía entre 2 y 20 m y su continuidad lateral puede ser considerable, constituyendo niveles cartografiables. Presentan morfologías de canal (más fácilmente identificables en afloramiento cuando los cuerpos tienen una continuidad más reducida), bases erosivas y superficies de acreción lateral. En el sinclinal de Vallcebre suelen contener oncoides. Acostumbran a tener *mottling* gris y/o morado.

El primer término de la secuencia lo constituyen microconglomerados o conglomerados generalmente matriz-soportados, aunque localmente pueden ser grano-soportados. Son heterométricos y están formados mayoritariamente por cantos de areniscas y calizas mesozoicas, con grados de redondez variable y su tamaño puede superar los 15 cm. También pueden contener, aunque en menor proporción, nódulos edáficos de carbonato retrabajados y nódulos de óxidos de hierro, además de cantos blandos y fragmentos de huesos. Estos



Figura 4.3. **A.** Arcillas naranjas (F9) de la unidad roja inferior de la Fm. Tresp (Puig Pedrós, sinclinal de Tresp). **B.** Limos rojos (F10) de la unidad roja inferior de la Fm. Tresp (Suterranya, sinclinal de Tresp). **C.** Arcillas granates (F10) de la unidad roja inferior de la Fm. Tresp (Torrebilles, sinclinal de Tresp). **D.** Arcillas moradas (F11) de la unidad roja inferior de la Fm. Tresp (Puig Pedrós, sinclinal de Tresp). **E.** Areniscas ocras de grano medio (F12A) con *mottling* de la unidad roja inferior de la Fm. Tresp (Els Esfons, sinclinal de Tresp). **F.** Areniscas de grano medio con estratificación cruzada (F12B) de la unidad roja inferior de la (Els Esfons, sinclinal de Tresp). **G.** Conglomerado grano-soportado (F12C) de la unidad roja inferior de la Fm. Tresp (Torrebilles, sinclinal de Tresp). **H.** Conglomerados con estratificación cruzada planar (F12C) de la unidad roja inferior (Torrebilles, sinclinal de Tresp).

niveles ocasionalmente pueden tener estratificaciones cruzadas. A menudo presentan una gradación de conglomerado y microconglomerado a arenisca muy gruesa, aunque los términos conglomeráticos pueden faltar y en estos casos la secuencia se inicia con areniscas muy gruesas.

El segundo término lo forman areniscas de grano medio a muy grueso con estratificación cruzada planar y en surco, laminaciones cruzadas y *ripples* de corriente que, de estar presentes, se encuentran en su parte superior. A menudo existen también zonas más masivas. Pueden tener intercalados niveles centimétricos de granulometrías más gruesas formados por nódulos edáficos de carbonato y óxidos de hierro. Acostumbran a estar muy bioturbados ya sea por invertebrados o por raíces y presentan *mottling* gris, morado y/o rojo. En estos niveles es frecuente la presencia de *Spirographites ellipticus* y *Naktodemasis boweni*.

El tercero y último término está formado por areniscas muy finas y finas u ocasionalmente limos muy bioturbados con *mottling* muy intenso gris, morado y/o rojo. También es frecuente la presencia de *Spirographites ellipticus* y *Naktodemasis boweni*.

F12C. Cuerpos de conglomerados y microconglomerados.

En el sinclinal de Tremp son poco frecuentes y tienen una continuidad y espesor generalmente reducidos (la potencia raramente supera los 3 metros) (figura 4.3G). Están intercalados con arcillas y limos ocreos (F7) y rojos (F10) que se encuentran en la parte central y alta de la sucesión (unidad roja inferior). Presentan bases erosivas y son heterométricos y matriz- o grano-soportados. La mayoría de los cantos que los forman son de calizas mesozoicas, aunque también contienen en menor cantidad cantos de arenisca, nódulos de óxidos de hierro, nódulos edáficos de carbonato retrabajados, fragmentos de rudistas y granos de cuarzo. Pueden alcanzar tamaños de hasta 15 cm y en general no están demasiado redondeados. La matriz acostumbra a ser areniscosa de granulometrías de finas a muy gruesas. En algunas ocasiones estos cuerpos presentan estratificación cruzada planar (figura 4.3H).

En el sinclinal de Vallcebre se encuentran en un único nivel de 7 m de potencia en la parte más alta de la serie (unidad roja inferior), que recibe el nombre de Arenisca con reptiles (Masriera y Ullastre, 1982) y tiene una gran continuidad lateral. Está formada por areniscas de grano grueso y microconglomerados con estratificación cruzada a media y gran escala. Tiene una morfología lenticular e intercalados se encuentran algunos niveles de arcillas rojizas (F10). No existen ni secuencias granodecrescentes ni superficies de acreción lateral. Se trata de un sedimento maduro litológicamente y texturalmente (Oms et al., 2007).

En Coll de Nargó, especialmente en las proximidades de Sallent, se encuentran conglomerados y brechas rojizas y anaranjados muy calichificados intercalados con arcillas y limos anaranjados (F9) y rojizas (F10) con abundantes nódulos edáficos de carbonato.

Litofacies	Código	Potencia	Color	Estructuras sedimentarias	Otras características	Unidad estratigráfica
Areniscas y calcarenitas de grano medio a muy grueso	F1A	—	Gris, blanquecino o amarillento	Estratificación cruzada a gran escala u ondulada, ripples de oscilación	Bien seleccionadas, principalmente compuestas por granos de cuarzo	Fm. Arién
Areniscas de grano medio a muy grueso	F1B	—	Rojo	No presentes debido a intensa pedogénesis	Costra ferruginosa	Fm. Arién
Calizas (mudstones, wackestones, packstones y boundstones) y calcarenitas	F2A	20 cm - 2 m	Gris claro u oscuro	Generalmente laminadas, ripples de oscilación	Abundantes flora y fauna de invertebrados	Unidad gris (Fm. Tremp)
Calizas (mudstones y wackestones) y calcarenitas	F2B	1 - 5 m	Gris oscuro	No presentes debido a intensa bioturbación	Bioturbadas, microkarstificadas	Unidad roja inferior y Calizas de Valcebre y equivalentes laterales (Fm. Tremp)
Carbones	F3	10 cm - 1 m	Negro o negro marronoso	Laminados	De tipo húmico, sub-bituminosos	Unidad gris (Fm. Tremp)
Margas y otras lutitas	F4	1-5 m	Azulado	Masivas a ligeramente laminadas	Abundantes flora y fauna de invertebrados	Unidad gris (Fm. Tremp)
Arcillas y limos	F5A	5-20 m	Gris y negro	Masivos o ligeramente laminados	Abundantes flora y fauna de invertebrados, oncoloides, continuidad lateral	Unidad gris (Fm. Tremp)
Arcillas y limos	F5B	1-5 m	Gris	Laminados	Abundantes restos vegetales y acumulaciones de sulfuros, continuidad lateral limitada	Unidad roja inferior (Fm. Tremp)
Areniscas de grano muy fino a grueso	F6	1-2 m	Gris	Masivos, a veces superficies de acreción lateral	Pueden contener restos vegetales y de invertebrados y nódulos edáficos retrabajados	Unidad gris (Fm. Tremp)
Arcillas y limos	F7	1-10 m	Ocre	Masivos	Mottling gris y/o morado, muy bioturbados	Unidad roja inferior (Fm. Tremp)
Arcillas y limos	F8	5-10 m	Marrón	Masivos	Mottling gris y/o morado, ligeramente bioturbados	Unidad roja inferior (Fm. Tremp)
Arcillas y limos	F9	1-20 m	Naranja	Masivos	Mottling morado y/o rojo, muy bioturbados	Unidad roja inferior (Fm. Tremp)
Arcillas y limos	F10	1-15 m	Rojo	Masivos	Mottling ocre y/o morado, muy bioturbados	Unidad roja inferior (Fm. Tremp)
Arcillas y limos	F11	1-15 m	Morado	Masivos	Mottling gris y/o ocre, muy bioturbados	Unidad roja inferior (Fm. Tremp)
Areniscas de grano muy fino y fino	F12A	50 cm - 5 m	Ocre y rojo	Cuerpos masivos o granodecrecientes	Mottling morado, rojo y/o gris, muy bioturbadas	Unidad roja inferior (Fm. Tremp)
Areniscas de grano muy fino a grueso, microconglomerados y conglomerados	F12B	2-20 m	Ocre y rojo	Superficies de acreción lateral, estratificación cruzada planar, ripples de corriente	Mottling morado, rojo y/o gris, muy bioturbados	Unidad roja inferior (Fm. Tremp)
Microconglomerados y conglomerados	F12C	50 cm - 10 m	Gris	Estratificación cruzada planar	Matriz- o grano- soportados	Unidad roja inferior (Fm. Tremp)

Tabla 4.2. Resumen de litofacies (modificado de Riera et al., 2009b).

4.2. Sinclinal de Vallcebre

4.2.1. Sucesión sedimentaria

En el sinclinal de Vallcebre se ha obtenido un registro estratigráfico continuo de las unidades gris, roja inferior y las Calizas de Vallcebre (Fm. Trepmp) a partir de la correlación de 14 secciones que cubren 760 metros de serie (algunas de ellas incluidas en Oms et al., 2007; Vila et al., en revisión; ver Anexos 1A, 2). Para ello, se han utilizado diversos niveles guía físicos de rango local, excepto en el caso de la sección V3 (Peguera) que, debido a la tectónica y cubiertos presentes, se ha correlacionado en base al cambio de coloración entre la unidad gris y la unidad roja inferior. A continuación se describen las líneas físicas de correlación indicadas en panel¹ (Anexo 2A, la situación de las columnas se encuentra indicada en el Anexo 1A):

- La línea V1 es de correlación física y separa las calizas de la Fm. Terradets de las margas con ostrácodos de la transición a la unidad gris de la Fm. Trepmp.
- Las líneas V2A-B, V3A-H, V4, V5 y V6 son de correlación física (base del nivel de los cementos, techo del nivel de los cementos, nivel de carbones E, nivel de oncolitos y base Arenisca con reptiles, ver Anexo 1A).

4.2.1.1. Unidad gris

La unidad gris del sinclinal de Vallcebre alcanza una potencia de 120 m y está formada mayoritariamente por niveles de margas azules (F4), arcillas y limos grises oscuros y negros (F5A), con intercalaciones de areniscas azules (F6), calizas y margocalizas (F2A) y niveles de carbones (F3) (figura 4.4.). La parte baja está formada por margas y margocalizas oscuras con ostrácodos y constituye la transición a los materiales infrayacentes de la Fm. Terradets (Pons, 1977), de carácter plenamente marino. Por encima se encuentra el “nivel de los cementos”, formado principalmente por margocalizas grises y azuladas (ver apartado 4.2.1.1.1) cuya denominación proviene del uso industrial que se hacía de estas rocas, utilizadas en la fabricación de cemento en Fígols. Sobre éste se hallan calizas con carofitas con intercalaciones de lignitos, lutitas localmente ricas en bivalvos y areniscas grises de grano fino y, cubriéndolas, lutitas con carbones. Los materiales de la unidad gris se caracterizan por tener abundantes flora y fauna de invertebrados.

Por lo que respecta a la flora, la mayoría de restos se han encontrado en la unidad de las margocalizas basales (“nivel de los cementos”). En esta unidad se han identificado 130 moldes e impresiones de troncos y casi 80 impresiones y compresiones de hojas de palmera (Marmi et al., 2008a, b). Muchos troncos están conservados como moldes cilíndricos, careciendo de detalles anatómicos y evidencias de ramificación. Sus dimensiones van de 0,3-14 m de largo y 0,03-0,45 m de ancho (Vila et al., 2009a) y se encuentran paralelos al plano de

¹ No se han cartografiado todos los horizontes de correlación debido a que la sucesión vertical de facies permite realizar correlaciones físicas precisas.

estratificación. La mayoría de troncos probablemente pertenecían a palmeras (Vila et al., 2009a). Las hojas han sido atribuidas a la palmera *Sabalites* cf. *longirhachis* (Marmi et al., 2008a, b). Las hojas no están unidas al tronco, como sería de esperar, lo que indica una producción traumática, probablemente debida a tormentas (Marmi et al., 2008a). El hecho de encontrarse diferentes estadios de crecimiento en el mismo nivel (hojas jóvenes y adultas), implica parautoctonía (Marmi et al., 2008a). Sin embargo, los restos vegetales más abundantes corresponden a coníferas cheirolepidáceas del género *Frenelopsis* (Marmi et al., 2008b; Riera et al., 2010). También se encuentran acumulaciones de semillas de angiospermas en las capas inmediatamente suprayacentes al nivel de los cementos (Marmi et al., 2008b). En los niveles de calizas con carofitas se han identificado *Peckichara cancellata*, *Microchara cristata* y *Feistiella* sp. (Feist y Colombo, 1983; Babinot et al., 1983; Médus et al., 1988; Gómez et al., 2007), propia de aguas salobres (Marmi et al., 2008a).

Por lo que a la fauna de invertebrados se refiere, se compone principalmente de ostrácodos y moluscos (figura 4.4.; Marmi et al., 2008b; Vila et al., 2008a, 2009a). En el nivel de los cementos se ha encontrado una asociación de los ostrácodos *Bairdia* sp., *Cytherella* sp., *Doloccytheridea*, *Dordonilla* sp., *Limburgina* sp., *Neocyprideis* sp., *Pteryigocythere* sp. y *?Sphaeroleberis* sp. (Babinot et al., 1983; Feist y Colombo, 1983). Los moluscos suelen encontrarse concentrados en niveles discretos (Vila et al., 2009a) como los horizontes de ostreidos (*Saccostrea* y *Ostrea*) del nivel de los cementos (Vila et al., 2008a). Sobre éste, las calizas con carofitas contienen abundantes bivalvos (*Cerastoderma duclouxi*, *Corbicula laletana*, *Unio garumnica*) y gasterópodos (*Cerithium armonicum*, *Cerithium figolinum*, *Cerithium guzmanni*, *Cerithium isonae*, *Cosinia armata*, *Melanopsis crastina*, *Melanopsis serchensis*, *Pseudomelania* sp., *Pyrgulifera saginata*, *Pyrgulifera stillans*, *Deianira trillae*, *Lychnus repelini*, *Lychnus sanchezi*, *Lychnus vidali*) (Vidal, 1871, 1874; Calzada y Urquiola, 1994; Vila et al., 2008a). La mayor parte de estos taxones son propios de aguas salobres, aunque existen también intercalaciones de fauna de agua dulce (*Unio*) y terrestre (*Lychnus*) (Vila et al., 2008a).

Existen siete niveles de carbón (F3) bien desarrollados que han sido explotados tradicionalmente en las minas del Alt Berguedà y tienen una gran continuidad, encontrándose a lo largo de todo el sinclinal y en Saldes (figura 4.4; Urrutia Llano, 1948; Bermúdez Méndez, 1997). Los carbones son sub-bituminosos y corresponden a un bajo grado de madurez (García-Vallés et al., 1993, García-Vallés et al., 2000) y es en este área donde alcanzan el máximo grosor. Se encuentran intercalados entre calizas con carofitas (F2A) en la parte inferior y lutitas grises (F5A) y azuladas (F4) en la superior. Los intercalados con calizas han sido denominados por los mineros como “capa vieja” (no siempre presente), “primeras” (o “general”) y “segundas” estas últimas ya en transición con la unidad que sigue. En estos es común encontrar fósiles invertebrados blancos *Corbicula*. Las capas de lignito intercaladas con lutitas son conocidas como “terceras” (no explotadas), “cuartas”, y “capas nuevas”. En general los niveles superiores de lignitos sólo fueron explotados a cielo abierto.

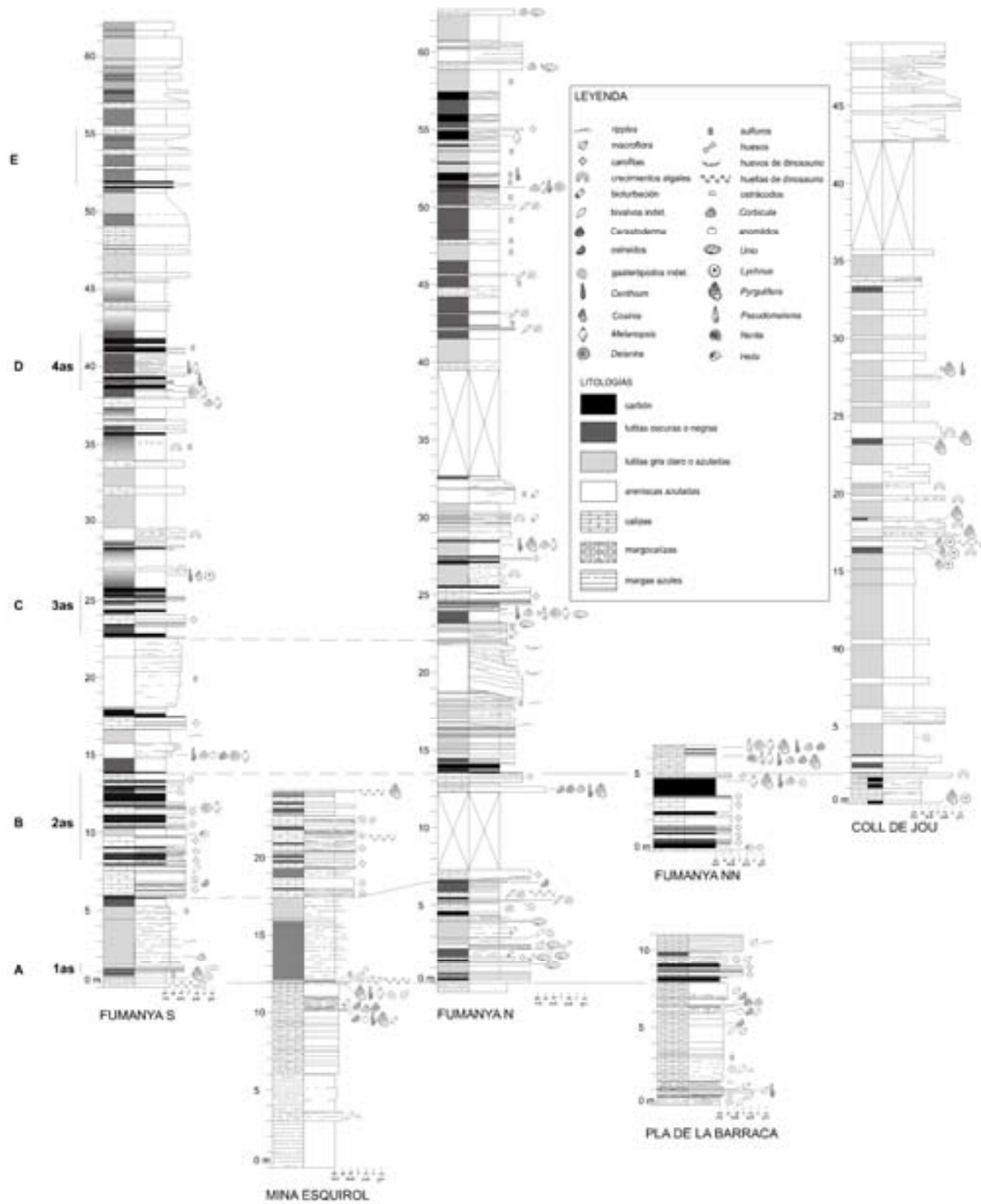


Figura. 4.4. Secciones correspondientes a la unidad gris del sinclinal de Vallcebre mostrando los niveles de fauna de invertebrados y los cinco primeros niveles de carbón (A-E). Modificada de Malchus et al. (2009). Ver situación en Anexo 1A y Anexo 2A (Fumanya Sud=V6, Fumanya Nord y Fumanya Nord N=V9, Mina Esquirol=V2, Pla de la Barraca=V11 y Coll de Jou=V1).

4.2.1.1.1. La transición entre los materiales marinos y la unidad gris. El nivel de los cementos

El “nivel de los cementos” o margocalizas basales (Aepler, 1967) se encuentra en la base de la unidad gris (figura 4.5A, B). Está compuesto por margocalizas de color azulado y se caracteriza por tener una potencia uniforme de 5-6 m y una extensión de varios kilómetros (ver Anexo 1A y figura 4.6). El contacto con la infrayacente Fm. Terradets se produce a través de margas de 6 m de potencia ricas en ostrácodos. Este nivel es especialmente conocido porque en él se encuentran alrededor de 3.500 huellas de dinosaurios titanosaurios distribuidas en más de 50 rastros, además de restos de rayas (aguijones y dientes) y otros peces (escamas y dientes) (Vila et al., 2008a; Marmi et al., en prensa). Los invertebrados de agua salobre son comunes en esta unidad (*Neocyprideis*, *Cerithium*, *Cerastoderma*, *Corbicula*, “*Ostrea*”, *Pyrgulifera*, *Saccostrea*), así como la presencia de materia orgánica (*Frenelopsis* sp., *Sabalites longirhachis*, tallos de carófitas y numerosos troncos, Marmi et al., 2008b; Riera et al., 2010). La composición maceral de la materia orgánica es principalmente de vitrodetrinita e inertodetrinita y, en menor proporción, semifusinita, fusinita y liptinita (García-Vallés et al., 1993).

El nivel de los cementos está formado por dos litotipos principales: margas y margocalizas y limos, que aparecen como laminaciones de milimétricas a submilimétricas entre las que pueden encontrarse intercaladas capas de areniscas de grano muy fino (Riera et al., 2010). Entre estas láminas también son frecuentes las acumulaciones de invertebrados, especialmente en los dos metros inferiores de la sucesión, que se encuentran tanto como horizontes resultantes de procesos de retrabajamiento (aparecen como capas discontinuas de ostrácodos, figura 4.5C) o niveles sin retrabajamiento (valvas de ostrácodos desarticuladas orientadas al azar, figura 4.5D). En este último caso se encuentran capas con conchas alargadas de gasterópodos (*Cerithium*) orientadas aleatoriamente (Riera et al., 2010).

En los tres metros superiores de la sección se encuentran algunas bioturbaciones rellenas de areniscas muy finas que podrían evidenciar un pequeño hiato deposicional. Generalmente aparecen con agregados framboidales de sulfuros de hierro (algunas veces alterados a óxidos e hidróxidos). A lo largo de la sucesión, no se han encontrado evidencias de exposición subaérea como *mudcracks* o *mottling* por raíces. Asimismo, el tamaño de grano de los materiales impide la observación de estructuras tractivas.

La sucesión vertical muestra una transición pulsada de ambientes holomarininos a lagunares como evidencia la presencia de corales escleractinios solitarios y foraminíferos (*Fascispira colomi*) en los estratos infrayacentes y carófitas y lignitos en los suprayacentes (Marmi et al., 2008b). Esta unidad, además, muestra continuidad lateral a lo largo del sinclinal de Vallcebre mientras que las suprayacentes calizas con carbones se depositaron en un ambiente transicional más diversificado dominado por aguas dulces (como muestra la presencia de carbones y fauna asociada).

A techo del nivel de los cementos se encuentran unos 30 cm de capas de margocalizas gris azuladas llamadas “*overbeds*” (figura 4.7; Vila et al.,

2008a). Cuando todas éstas están presentes, se pueden distinguir cinco capas visibles por efecto de la erosión diferencial (figuras 4.5B, 4.7). El tamaño de grano de las *overbeds* oscila de arcilla a limo aunque se encuentran acumulaciones locales de areniscas muy finas. Las *overbeds* son generalmente homogéneas aunque algunas veces presentan una textura nodulosa o muestran laminaciones debidas a la presencia de capas de materia orgánica. Contienen abundantes nódulos de sulfuro de hierro, bioturbaciones y localmente marcas de raíces, así como moldes de gasterópodos y bivalvos, abundantes restos de plantas (troncos, semillas) y huellas y restos de vertebrados (*Solemys*, Marmi et al., 2009).

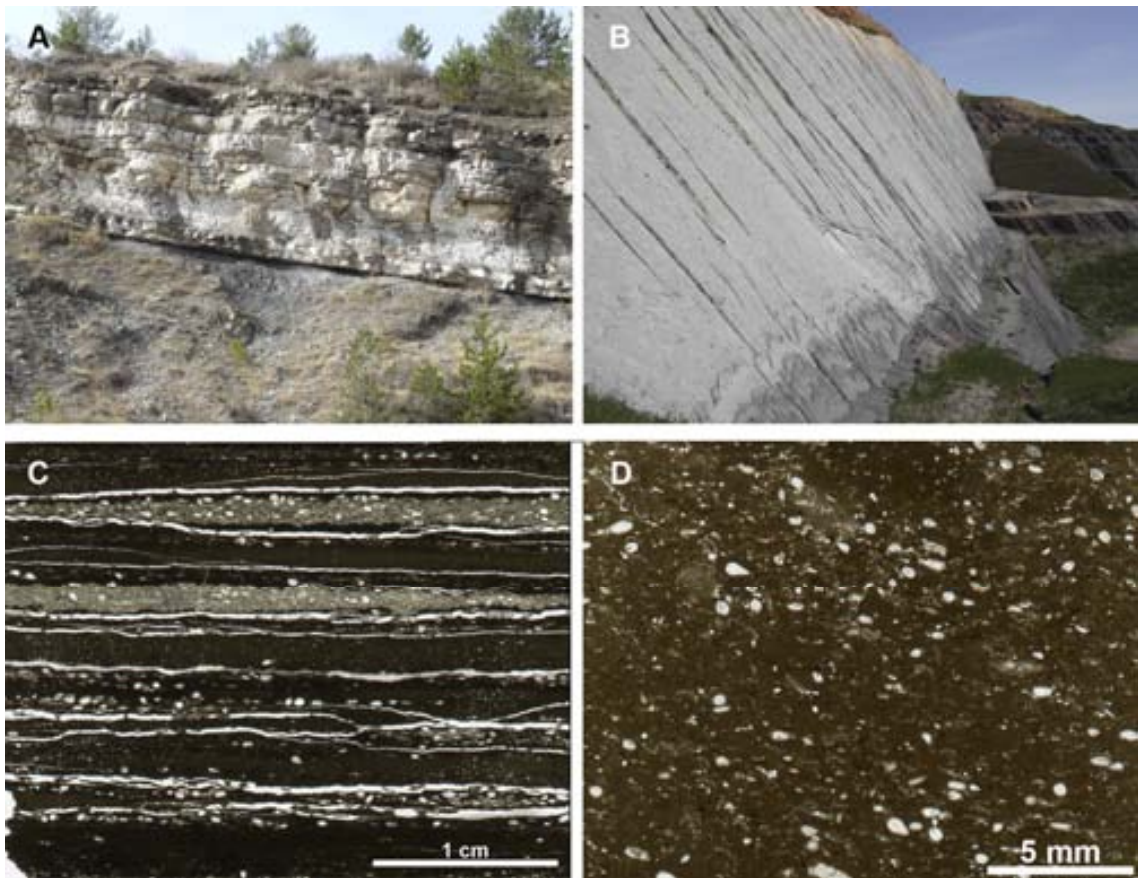


Figura 4.5. **A, B.** Vistas de afloramiento del nivel de los cementos. **A.** Vista en sección (Sant Corneli). **B.** Vista de la superficie (Fumanya Sud). En la parte inferior de la pared vertical se pueden observar, debido a la erosión diferencial, las *overbeds*. Fotografías de J. Marmi. **C, D.** Láminas delgadas del nivel de los cementos. **C.** Láminas discontinuas de ostrácodos formadas por procesos de retrabajamiento. **D.** Acumulaciones de ostrácodos con las dos valvas y con las valvas desarticuladas, que no se encuentran orientadas.

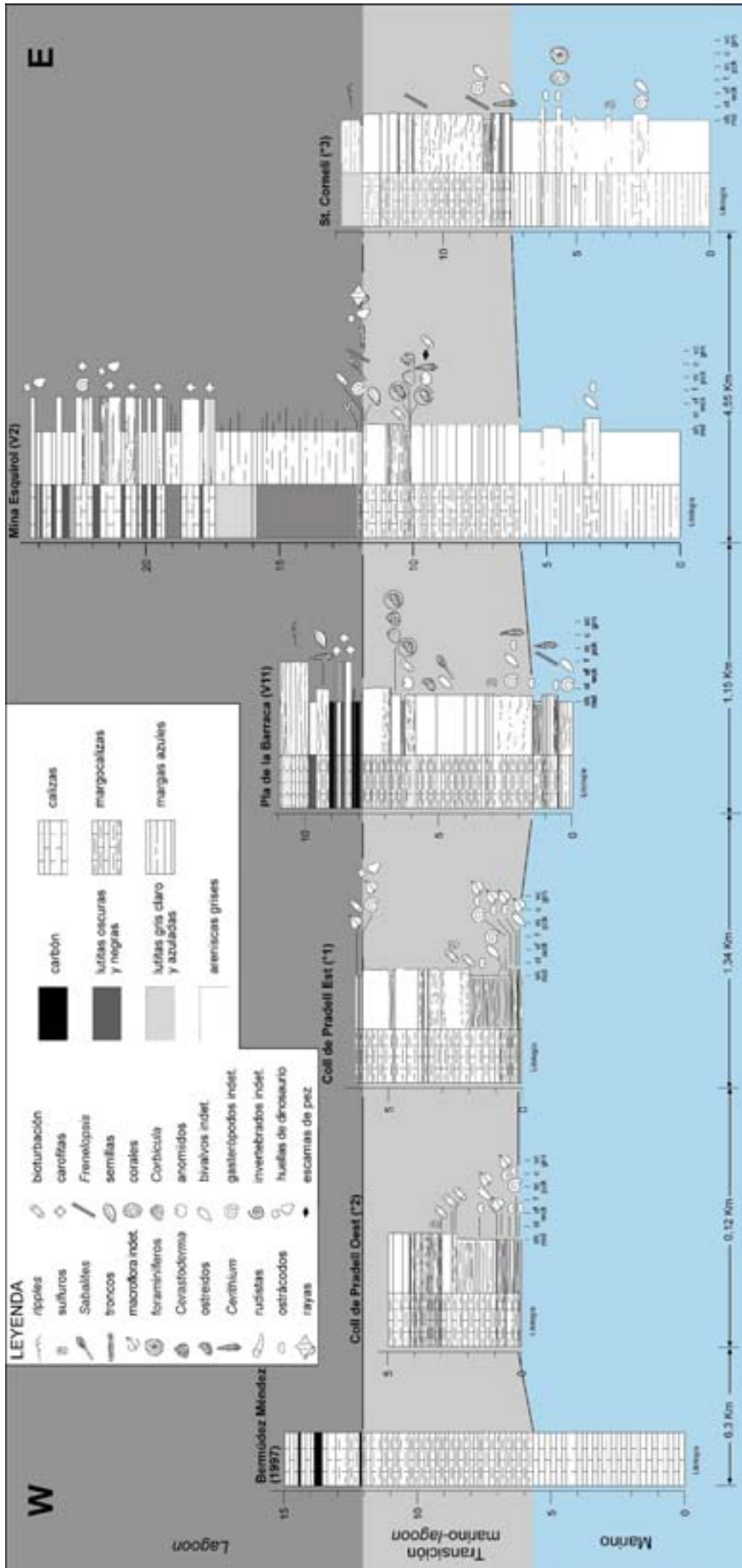


Figura 4.6. Secciones del nivel de los cementos en el sinclinal de Vallcebre. La primera se ha realizado a partir de datos procedentes de la minería (Bermúdez Méndez, 1997). Ver situación de las secciones en Anexo 1A.

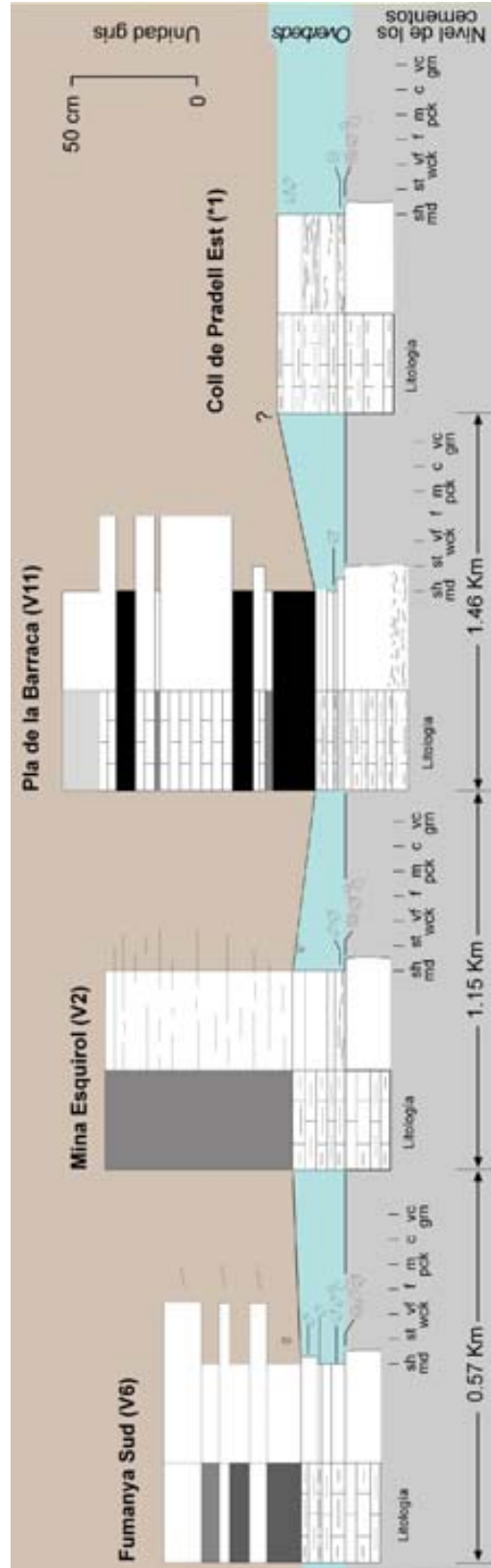


Figura 4.7. Secciones de las overbeds en el techo del nivel de los cementos en el sinclinal de Valcebre. Ver leyenda en figura 4.6. Ver situación de las secciones en Anexo 1A.

4.2.1.2. Unidad roja inferior

La unidad roja inferior está formada por arcillas y limos grises (F5B), ocre (F7), marrones y verdosos (F8), rojos (F10) y morados (F11), con intercalaciones de areniscas y conglomerados (F12) y, localmente, calizas (F2B) de poco espesor. Suelen tener *mottling* y bioturbaciones de las icnoespecies *Spirographites ellipticus* y *Naktodemasis bowni* además de, algunas veces, nódulos edáficos de carbonato. Alcanza una potencia de 400 m y el contacto con la unidad gris infrayacente se evidencia por un cambio de coloración (de gris dominante a ocre y rojizo). En la mitad inferior de la unidad (250 m) predominan las lutitas de colores ocre (F7) y marrones verdosos (F8). Intercalados, se encuentran algunos niveles de areniscas de color ocre (F12A y F12B). Además, es frecuente la presencia de niveles con abundantes oncolitos. La parte superior de la unidad (150 m) está dominada por lutitas rojas (F10) y conglomerados hacia el oeste (F12C). Hacia el techo, se encuentran canales de areniscas y conglomerados (F12B y F12C). El más alto de ellos, de 7 metros de potencia y gran continuidad lateral, contiene abundantes restos óseos y huellas atribuidos a dinosaurios, por lo que se ha denominado "Arenisca con reptiles" (Masriera y Ullastre, 1982).

Los Conglomerados del Coll de la Trapa habían sido referidos por algunos autores como paleocenos y, en consecuencia, se habían situado por encima de las Calizas de Vallcebre (Rosell et al., 2001). Sin embargo, en afloramiento se observa cómo éstos se encuentran en la parte alta de la unidad roja inferior, por debajo de las Calizas de Vallcebre. Esto está de acuerdo con lo publicado por otros autores (Vergés y Martínez, 1988; Martínez et al., 2001; Ullastre y Masriera 2004).

La unidad roja inferior se caracteriza por la ausencia de fauna de invertebrados. La flora se compone de las carofitas *Microchara cristata*, *Peckichara sertulata*, *P. llobregatensis* y *Nitellopsis (Campaniella) helicteres* y, justo en la base del Calizas de Vallcebre, de *Dughiella bacillaris*, *Maedleriella* sp., *Peckichara cancellata*, *P. llobregatensis* y *P. toscarensis* (Feist y Colombo, 1983; Médus et al., 1988). También se han encontrado esporas de pteridofitas y polen de espermatofitas, con predominio del de angiospermas (Médus et al., 1988).

4.2.1.3. Calizas de Vallcebre

Esta unidad está formada por 40 m de *mudstones* con carofitas a techo de las cuales se encuentran 30 m de brechas calcáreas cuyo techo está karstificado. La parte superior contiene abundante *Microcodium*. La flora de carofitas está formada por *Sphaerochara edda*, *Platychara* sp., *Peckichara llobregatensis*, *P. toscarensis*, *Maedleriella* sp., *Nitellopsis (Campaniella) helicteres* y restos posiblemente resedimentados de clavatoráceas, además de los gasterópodos *Valvata* cf. *indecisa*, *Cardychiopsis* sp. y *Melanopsis* sp. (Feist y Colombo, 1983; Médus et al., 1988).

4.3. Sinclinal de Coll de Nargó

4.3.1. Sucesión sedimentaria

En el sinclinal de Coll de Nargó se ha obtenido un registro estratigráfico continuo para las unidades gris y roja inferior de la Fm. Tremp a partir de la correlación de 5 secciones que cubren unos 625 metros de serie al este y 225 al oeste. Además, en el panel de correlación se han integrado 6 secciones publicadas por otros autores: C4 (Jackson, 2007), C7 (Ashraf y Erben, 1986) y C6, C8, C9 y C10 (Profil I, III, II, IV; Peitz, 2000). Para construir el panel de correlación, se han utilizado diversos niveles guía físicos de rango local, que se describen a continuación:

- Las líneas C1A-F son de correlación física y separan el techo de la Fm. Arén de la base de la unidad gris de la Fm. Tremp.

-Las líneas C2A-C, C3A-E, C7, C8, C9A-B son de correlación física (base margocalizas, techo margocalizas, techo areniscas, base areniscas, base nivel areniscas, respectivamente, ver Anexo 1B).

-La línea C4 es inferida a partir de la sucesión de facies.

-Las líneas C5 y C6 son bibliográficas (Peitz, 2000).

Las secciones del área de Sallent están tectónicamente aisladas del resto, por lo que no se han podido correlacionar con ellas y se presentan aparte (Anexo XX). Las líneas de correlación que las unen son todas físicas de rango local. Se han desplazado del norte, son más proximales y probablemente reflejan una condensación de la serie. Como se verá más adelante (capítulos 7 y 8), su interés reside en sus características geoquímicas.

A partir del panel de correlación del sinclinal de Coll de Nargó se observan unas importantes estructuras de crecimiento (ver Anexo 2B).

4.3.1.1. Unidad gris

La unidad gris del sinclinal de Coll de Nargó, cuando está presente, alcanza una potencia de 60 a 90 m y está formada mayoritariamente por niveles de margas azules (F4), arcillas y limos grises oscuros y negros (F5A), ocre (F7), marrones (F8) y morados (F11) con intercalaciones de calizas y margocalizas (F2A) y niveles de carbones (F3). Los niveles de carbón (F3) no tienen tanta entidad ni están tan desarrollados como en el sinclinal de Vallcebre aunque también han sido explotados. En la base de la unidad, en contacto con la Fm. Arenisca de Arén infrayacente, se encuentra un nivel de margocalizas grises y azuladas muy continuo sobre el cual se hallan calizas con carofitas.

Los materiales de esta unidad se caracterizan por tener abundantes flora y fauna de invertebrados. Por lo que respecta a la flora, gran parte de los restos se han encontrado en las margocalizas basales. Se han identificado hojas que han sido atribuidas a la palmera *Sabalites* cf. *longirhachis* (Marmi et al., 2008a) y también existen restos de coníferas cheirolepidáceas del género *Frenelopsis*. Además, en la unidad gris en general se han encontrado carofitas de las especies *Porochara malladae*, *Platychara compressa*, *P. turbinata* y

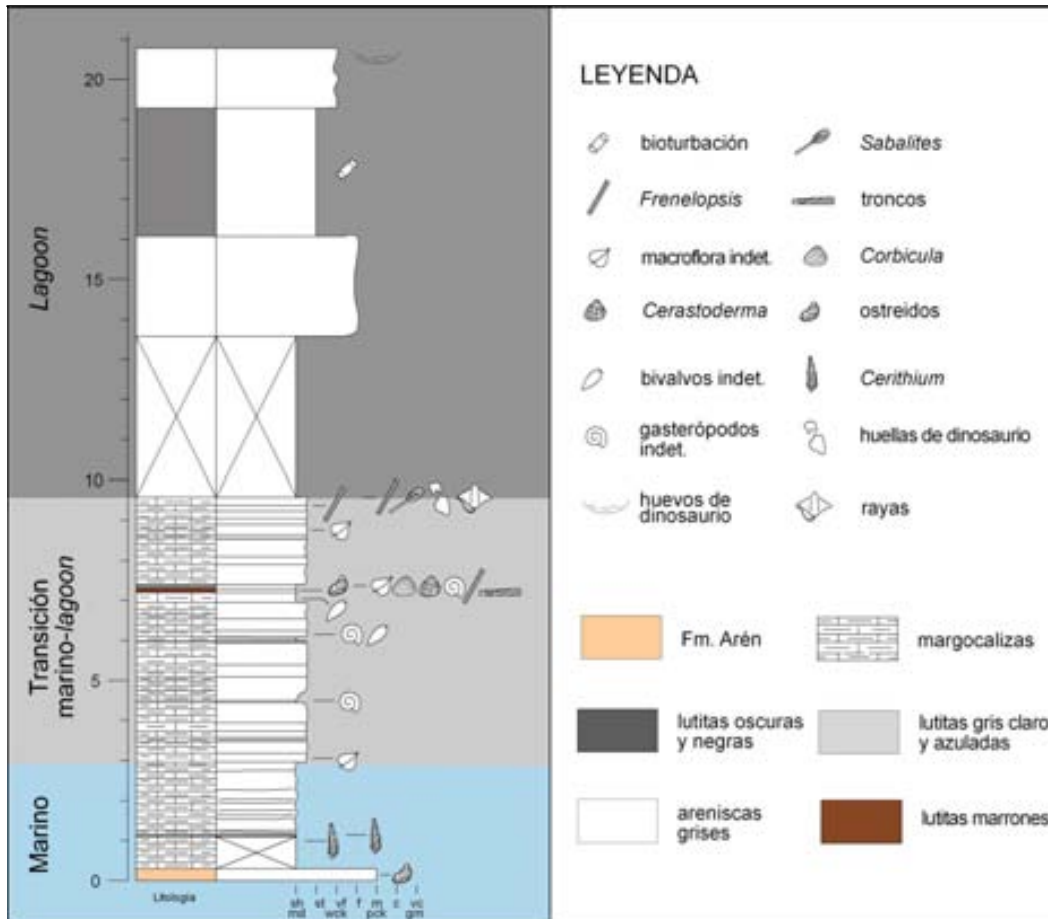


Figura 4.8. Columna de la transición entre los materiales marinos y la unidad gris en el sinclinal de Coll de Nargó (Mirador, sección C2 en Anexo 2B, ver localización en Anexo 1B).



Figura 4.9. Vista de afloramiento de las margocalizas basales en el sinclinal de Coll de Nargó (pista a Sallent).

Peckisphaera clavata (Feist y Colombo, 1983). La fauna de invertebrados está formada principalmente por moluscos gasterópodos y bivalvos pendientes de estudio.

4.3.1.1.1. La transición entre los materiales marinos y la unidad gris

La base de la unidad gris en el sinclinal de Coll de Nargó está formada por una alternancia de margocalizas y calizas margosas de color gris azulado de aspecto muy masivo o ligeramente laminado (figuras 4.8, 4.9). Se encuentran inmediatamente por encima de la Fm. Arenisca de Arén y tienen una potencia de 6,5 m y una gran extensión lateral. A menudo contienen invertebrados (bivalvos y gasterópodos) y existen horizontes discretos de acumulación de ostreidos y de gasterópodos del género *Cerithium*. A lo largo de la sucesión son comunes los restos vegetales no identificables, aunque en el techo se encuentran hojas de *Sabalites* cf. *longirhachis* (Marmi et al., 2008a) y restos de coníferas cheirolepidáceas del género *Frenelopsis*. Aparecen en este mismo nivel, además, huellas de dinosaurios y restos de batoideos (ver figura 4.8).

En el techo de este nivel, se han tomado orientaciones de acumulaciones de ejes de *Frenelopsis* sp. y de una hoja de *Sabalites* cf. *longirhachis*. El azimut medio, en el caso de las orientaciones de los ejes de *Frenelopsis* sp., es de 149,8°-329,8° (124,8°-304,8°) (n=6) y en el de *Sabalites* 120° (n=1). En general muestran una orientación SE-NW, si bien tendrían que tenerse en cuenta las rotaciones tectónicas.

4.3.1.2. Unidad roja inferior

La unidad roja inferior está formada por arcillas y limos grises (F5B) y rojos anaranjados (F10) con intercalaciones de areniscas y conglomerados rojizos (F12) y, localmente, calizas (F2B) de poco espesor. Alcanza una potencia máxima medida de 565 m (C5, Santa Eulària) y el contacto con la unidad gris infrayacente se evidencia por un cambio de coloración (de gris dominante a ocre y rojizo). Se trata en general de facies muy bioturbadas y edafizadas con abundantes *mottling*, nódulos edáficos de carbonato y bioturbaciones de las icnoespecies *Spirographites ellipticus* y *Naktodemasis boweni* (esta última en las areniscas). En el oeste del sinclinal (Cl, Can Bertran) predominan las areniscas y más al oeste (Sallent) los conglomerados. A diferencia de otras zonas, hacia el techo de la sucesión no se encuentran las facies de la "Arenisca con reptiles". Existen diversos niveles de calizas de poca potencia, que a menudo contienen oncoides. En los más altos se han encontrado algunos ejemplares de *Lychnus*, por lo que se les ha atribuido una edad cretácica y se incluyen en el techo de la unidad roja inferior (López-Martínez et al., 2006).

Esta unidad se caracteriza por la ausencia, en general, de fauna de invertebrados. Por lo que respecta a la flora, sólo se ha citado la presencia de la carofita *Peckichara sertulata* (Feist y Colombo, 1983).

4.3.1.3. Equivalentes laterales de las Calizas de Vallcebre

En el sinclinal de Coll de Nargó, los equivalentes laterales de las Calizas de Vallcebre afloran de manera discontinua como consecuencia de la tectónica que afecta a la zona. Esta unidad está constituida por una alternancia de lutitas, margas y calizas de 15 m de potencia, por encima de los niveles de calizas con *Lychnus* (López-Martínez et al., 2006).

4.3.2. Datación

Aunque no existen datos de paleomagnetismo de las secciones del sinclinal de Coll de Nargó, su contenido paleontológico permite ubicarlas en un rango temporal (ver apartados 6.2.2.2, 8.1.2.3).

4.4. Sinclinal de Tremp

4.4.1. Sucesión sedimentaria

En el sinclinal de Tremp se ha obtenido un registro estratigráfico continuo para toda la porción cretácica de la Fm. Tremp a partir de la correlación de 37 secciones en la parte oriental (Conca Dellà) que cubren unos 450 m de serie al este (Barranco de la Posa) y casi 400 m al oeste (Suterranya), 1 sección en el flanco sur (Moror) proyectada hacia el norte y 3 secciones en la occidental (Arén y Serraduy) que cubren 200 m al este y 160 m al oeste. La mayoría de estas secciones (I1 a I34 excepto I1B, I7B, I15B, I16B) están incluidas en Riera et al. (2009b). La sección I7B está redibujada de Krauss (1990), la sección H3 de Pereda-Suberbiola et al. (2009a) y la sección M1 de Llupart (2006). Para su correlación, se han utilizado diversos niveles guía físicos de rango local, algunos de ellos de carácter discontinuo por su limitada continuidad lateral y por la existencia de afloramientos cubiertos de vegetación o formaciones superficiales y tectónica. Éstos se detallan a continuación:

- Las líneas I1A y I1B separan la Fm. Arenisca de Arén de la unidad gris de la Fm. Tremp.
- Las líneas I2 y I3 se han representado como una interdigitación tal y como muestra la cartografía de Berástegui y Losantos (2001, 2004). En el Anexo 1D esta parte se ha tomado de estos autores.
- La interdigitación de la línea I4 se ha trazado en base a las interdigitaciones observadas en afloramiento en esta zona.
- La línea I5 corresponde al horizonte de *Hippuritella castroi* s.s. descrito por Vicens et al. (2004), considerado isócrono. En las columnas I20 y I21 este nivel no está presente por ser secciones situadas al norte, donde no se encuentran las facies de la unidad gris de la Fm. Tremp. Sin embargo, tiene una gran continuidad lateral y en el sector de Orcau se puede hacer un seguimiento físico de este horizonte de cerca de 1 Km. La línea I5D correlaciona la columna de Moror, en el flanco sur del sinclinal, con las de Isona. Corresponde al horizonte de *Hippuritella castroi* s.s. descrito por Vicens et al. (2004), considerado isócrono y que en este punto además se encuentra en el techo de la Fm. Arén.
- Las líneas I6 y I7, del mismo modo que la línea I4, están representadas por interdigitaciones que se observan en afloramiento.

El conjunto de líneas I1, I2, I3, I4, I6 e I7 supone un contacto heterócrono del techo de la Fm. Arén, tal y como ya había sido descrito por Souquet (1967), Garrido Megías y Ríos Aragüés (1972) y Liebau (1973), entre otros.

- Las líneas I8, I9A, I9B, I9C, I9E, I9f, I9G, I9H, I10, I12A, I12B, I12C, I12E, I13, I14A, I14B, I14C, I14D, I14F, I15, I17, I18, I19A, I19B, I20, I21B, I21D son de correlación física (ver Anexo 1D). Tras incluir las columnas I15B y I16, la línea I9H de correlación física inferida (Riera et al., 2009b) ha pasado a ser de

correlación física, por lo que la parte oeste del panel de correlación del área de Isona baja 25 m con respecto a la de Riera et al., (2009b).

- La línea I9D es de correlación casi física pues, a pesar de estar interrumpida por el sinclinal de Tremp (ver Anexo 1D), éste es una estructura de poco alcance y las condiciones de afloramiento permiten asegurar que se trata de la misma capa.

- La línea I11 se ha representado discontinua ya que es de correlación aproximada. Los niveles de areniscas enlazados presentes en las dos secciones (I10 e I12) quedan unidos por un resalto morfológico de afloramiento discontinuo.

- Las líneas I21A y I21C son de correlación casi física puesto que están interrumpidas por un cabalgamiento de muy poco desplazamiento. Las condiciones excepcionales de afloramiento permiten asegurar que se trata de la misma capa.

- La línea I14E es de trazado discontinuo ya que todo parece indicar que las calizas que enlaza (secciones I1 e I4) son las mismas. En la cartografía de Berástegui y Losantos (2001, 2004) se consideran equivalentes.

- La línea I16 correlaciona las secciones I25 y I26, que tienen un origen común.

4.4.1.1. Unidad gris

La unidad gris está formada mayoritariamente por margas y lutitas azules (F4) y arcillas y limos grises (F5A), además de niveles de calizas (F2A) y, en menor proporción, areniscas grises (F6) y carbones (F3). Esta unidad pierde potencia progresivamente hacia el oeste, pasando de al menos 100 m en el Barranco de la Posa a 35-40 m en Orcau y Suterranya y 20 m en Blasi y Serraduy. Los niveles de carbón (F3) no tienen tanta entidad ni están tan desarrollados como en el sinclinal de Vallcebre, aunque han sido explotados en las minas de Suterranya y Llordà. Asimismo, estos niveles de carbón también pierden potencia hacia el oeste y cada vez son más escasos.

Los materiales de la unidad gris se caracterizan por tener una abundante fauna salobre con intercalaciones de capas con fauna marina, especialmente estudiada en el Barranc de la Posa (Isona) (Liebau, 1973). Así, es común encontrar foraminíferos (miliólidos, discórbidos, *Fascispira colomi* y *Orbitoides* gr. *medius*, entre otros), ostrácodos (*Bairdia* sp., *Cytherella* sp., *Paleomonsmirabilia* sp., *Neocyprideis* sp.), bivalvos (ostreidos, *Cyrena*, *Cerastoderma*) y gasterópodos (*Melanopsis*, *Neritacea*, *Potamides*, *Pyrgulifera*, *Rissoina* (*Zebinella*), *Syrnola*, *Valvata*, *Cerithium*, *Physa* y algunos niveles con *Lychnus*), además de poríferos, braquiópodos, briozoos, cirrípedos y equínidos (Liebau, 1973; Feist y Colombo, 1983). En el valle de Barcedana se encuentran foraminíferos discórbidos y los ostrácodos *Bairdia* sp., *Cytherella* sp., la familia Dolocytheridae y *Dordoniella* sp. (Feist y Colombo, 1983). También son comunes, en la parte este y sur del sinclinal, los niveles con rudistas, muy útiles como niveles de correlación dada su gran continuidad lateral (*Hippurites*

radius, *Radiolitea pulchella*, *Hippuritella castroi*; Liebau, 1973; Pons, 1977; Vicens et al., 2001, 2004).

Los materiales de la unidad gris también contienen una rica flora formada, en el Barranc de la Posa, por algunos dinoflagelados, abundantes esporas (*Leiotriletes*, *Granulatisporites*, *Cicatricosisporites* y *Polypodiaceoisporites*) y polen (Monocolpados, Normapolles, otras angiospermas e Inaperturados) y restos de macroflora (De Porta et al., 1985; Médus et al., 1988; Vicente, 2002). Sin embargo, los restos vegetales más comunes son los de carofitas. En el barranco de la Posa se han encontrado diversas especies de éstas, entre ellas, *Porochara malladae*, *Peckichara sertulata*, *P. varians*, *P. gr. coronata*, *Platychara compressa*, *P. caudata*, *P. turbinata*, *Amblyochara concava* ssp. *mucronata*, *Microchara punctata*, *Stellatochara malladae*, *Grambastichara* sp., *Harrischiara* sp. y *Peckisphaera clavata* y en Llordà, en los niveles de calizas con carofitas, *Septorella brachycera*, *Peckichara sertulata*, *Porochara malladae* y *Amblyochara concava* ssp. *mucronata*, además de *Platychara* aff. *compressa*, *P. caudata*, *P. turbinata* y *Pseudoharrischara isonae* (Liebau, 1973; Feist y Colombo, 1983). En el valle de Barcedana, en la base de la unidad gris, se han citado las carofitas *Harrisichara* sp., *Microchara cristata*, *Platychara* sp. y *Porochara malladae* (Feist y Colombo, 1983), además de *S. brachycera*, *Peckichara sertulata*, y algunas *Septorella ultima*, *Peckichara cancellata* y *Microchara cristata*, que también se encuentran en el valle de Moror (Masriera y Ullastre, 1988).

La presencia vegetal también queda evidenciada por la existencia de paleosuelos en arcillas y limos grises (F5A) caracterizados por tener frecuentes rizoacreciones de carbonato muy desarrolladas, rizólitos limoníticos y un ligero *mottling*. También presentan abundantes trazas fósiles de invertebrados (*Ophiomorpha nodosa*, *Thalassinoides suevicus* y *Arenicolites* isp.; Martinell et al., 2001) y restos y trazas de peces (Liebau, 1973; Soler-Gijón y De la Peña, 1995; Soler-Gijón y López-Martínez, 1995; De la Peña y Soler-Gijón, 1996; Martinell et al., 2001; Kriwet et al., 2007).

Estas asociaciones de facies, en la cuenca de Tremp han sido interpretadas como *lagoons* de salinidad variable (Liebau, 1973; Eichenseer y Krauss, 1985; Díaz Molina, 1987; Krauss, 1990; Cuevas, 1992; Rosell et al., 2001). El *lagoon* estaría limitado hacia el continente por una llanura mareal que pasaría a un área de sedimentación continental con marismas (Liebau, 1973; Díaz Molina, 1987; Krauss, 1990; Rosell et al., 2001). En las zonas panatanosas la acumulación de restos vegetales en turberas de agua dulce dio lugar a los depósitos de lignitos representados por F3 (García-Vallés et al., 1993, García-Vallés et al., 2000).

4.4.1.1.1. La transición entre los materiales marinos y la unidad gris

Existen tres tipos de contacto de la unidad gris con los materiales marinos de la Fm. Arén. En la zona este de la cuenca (Barranc de la Posa) existe un nivel de margocalizas gris azuladas por encima de niveles poco potentes de margas y lutitas azuladas y grises (F4 y F5A). Un poco más al oeste (Orcau, Lo Bas), el contacto se produce directamente con niveles de

calizas con carófitas y huellas de dinosaurio (F2A) y, todavía más al oeste (Arén y Serraduy), con niveles de arcillas grises (F5A), a menudo cubiertos.

De particular interés es el nivel de margocalizas de la base de la unidad (figuras 4.10, 4.11). Tiene unos 4,5 m de potencia y consiste en una alternancia de margocalizas y calizas margosas que a menudo contienen invertebrados (lumaquelas de ostreidos o moldes de bivalvos y gasterópodos), bioturbaciones por invertebrados y marcas de raíces y restos vegetales (fragmentos indeterminados y tallos de carófitas). Este nivel se encuentra intercalado entre dos cuerpos de calcarenitas con *ripples* y no aparece al oeste del Barranco de la Posa.

4.4.1.2. Unidad roja inferior

La unidad roja inferior está formada por arcillas y limos grises (F5B), ocre (F7), marrones (F8), naranjas (F9), rojos (F10) y morados (F11), con intercalaciones de areniscas y conglomerados (F12) y calizas (F2B). En el sector oriental de la cuenca de Tremp alcanza una potencia de 310 m, siendo cada vez menos potente hacia el oeste (180-185 m en Arén y 131 m en Serraduy). El contacto con la unidad gris infrayacente se manifiesta en un evidente cambio de coloración (de gris dominante a ocre, anaranjado y rojizo).

En la parte baja de la unidad predominan los depósitos de llanura de inundación representados por arcillas ocre y moradas (F7 y F11) y areniscas (F12A), aunque esporádicamente se encuentran canales fluviales meandriformes con acreciones laterales (F12B). Dichos canales meandriformes (F12B) adquieren importancia hacia el techo de la unidad, tanto por su aumento de potencia como por su mayor continuidad lateral y frecuencia. Algunos tienen asociados niveles de arcillas grises (F5B) que se interpretan como depósitos de *oxbow lakes* que suelen contener abundantes restos óseos y vegetales. Los depósitos de llanura de inundación pasan a estar representados por arcillas y limos marrones (F8) y rojos (F10) hacia el techo de la unidad y, en la parte más alta, naranjas (F9).

En el sector más occidental de la cuenca (Arén y Serraduy) predominan las arcillas y limos ocre y rojizos (F7 y F10) y los canales de areniscas (F12B) también son más abundantes y potentes en la parte alta de la unidad. Especialmente en la sección de Serraduy las facies de areniscas (F12A y F12B) son más abundantes que en las otras secciones y se encuentran a lo largo de toda la unidad.

En el sector oriental de la cuenca (Basturs), además, existen unos niveles de calizas (F2B) en la mitad inferior de la unidad roja inferior (facies lacustres y palustres, miembro Calizas de Basturs de Cuevas, 1992). Éstos tienen una notable continuidad lateral y no están presentes en otras áreas.

En la base de la unidad roja inferior (Conca Dellà) se han encontrado las carofitas *Microchara cristata*, *Peckichara pectinata*, *P. caperata* y *P. sertulata* (Feist y Colombo, 1983) y en el valle de Barcedana *S. ultima* en abundancia, además de *Porochara malladae* y algunas *Septorella brachycera*,

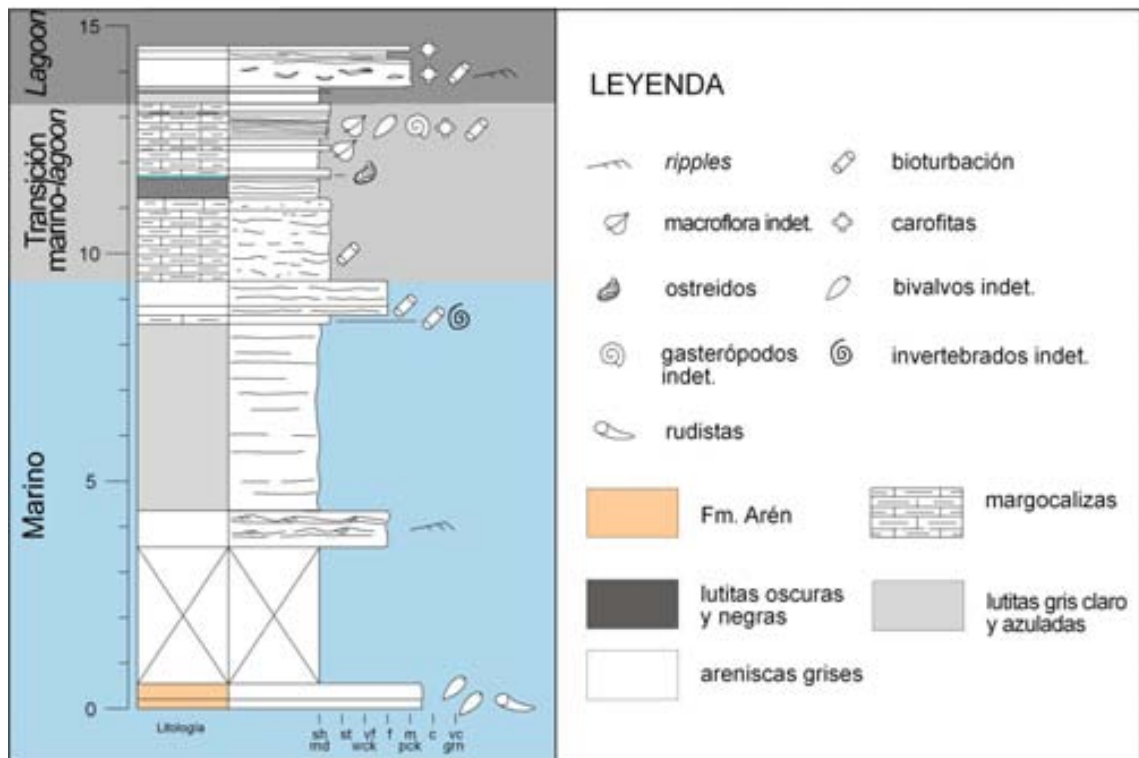


Figura 4.10. Sección de la transición entre los materiales marinos y la unidad gris en el sinclinal de Tremp (carretera de Isona a Bòixols). Parte baja de la sección I34, ver situación en Anexo 1D.



Figura 4.11. Vista de afloramiento de la transición entre los materiales marinos y la unidad gris en el sinclinal de Tremp (carretera de Isona a Bòixols).

Peckichara sertulata y *Microchara cristata* (Masriera y Ullastre, 1988). Justo por debajo de las calizas del Tossal de la Doba (techo de las secciones I22, I26, I29-I31) se ha encontrado la asociación de carofitas *Peckichara sertulata* y *Maedleriella* sp. A, datada como Maastrichtiense terminal (Feist y Colombo, 1983). Justo por debajo del primer nivel de calizas en Sant Salvador de Toló (equivalentes laterales de las Calizas de Vallcebre) se han citado las carofitas paleocenas *Peckichara* gr. *varians*, *Maedleriella michelina*, *M. cristellata*, *Microchara pachythelys*, *Sphaerochara edda* y *Maedleriella* sp. A (Feist y Colombo, 1983).

4.4.1.2.1. Bioturbaciones

En los materiales de la unidad roja inferior es frecuente encontrar bioturbaciones producidas por invertebrados. Éstas suelen ser de tres tipos diferentes.

Las del primer tipo son bioturbaciones cilíndricas simples, normalmente verticales o casi horizontales, de sección elíptica o circular con protuberancias lenticulares en la pared exterior (figura 4.11A). Se han atribuido a la icnoespecie *Spirographites ellipticus* y su producción se relaciona con la actividad excavadora de artrópodos no marinos, probablemente crustáceos, arácnidos o insectos (Mayoral y Calzada, 1998). El hallazgo de una pinza de crustáceo dentro de una de las galerías de *S. ellipticus* apunta la posibilidad de que sean éstos los organismos productores (J. I. Canudo, comunicación personal).

Las del segundo tipo también son bioturbaciones cilíndricas simples que tienen disposiciones verticales, subverticales u horizontales. Son trazas adhesivas – no se erosionan de una manera diferencial de la matriz donde se encuentran y no pueden ser separadas fácilmente como entidad individual (Bown y Kraus, 1983) – que presentan una pared muy delgada, cuando ésta está presente, y un relleno formado por series de paquetes de meniscos delgados a menudo teñidos con zonas alternantes de compuestos de hierro oxidados y no oxidados (figura 4.11B; Hasiotis, 2004). Cuando se presentan, lo hacen en gran número, siempre relacionadas con la presencia de *mottling*, a menudo cortando los *mottles* (figura 4.11C). Se han atribuido a la icnoespecie *Naktodemasis bowni*, interpretada como traza combinada de locomoción y habitación producida de manera intermitente por insectos excavadores (Smith et al., 2008a).

Además, existe otro tercer tipo de bioturbaciones consistentes en tubos cilíndricos no adhesivos de pared lisa normalmente rellenos de arenisca de grano de muy fino a medio. No han sido atribuidas a ninguna icnoespecie ni icnogénero.

De manera general, se ha observado que *S. ellipticus* se encuentra siempre en facies finas (F7 a términos finos de F12) mientras que *N. bowni* se encuentra en facies de grano más grueso (F12).



Figura 4.11. **A.** *Spirographites ellipticus* en limos ocre con *mottling* de la unidad roja de la Fm. Tremp (Molí del Baró, sinclinal de Tremp). **B.** *Naktodemasis bowni* en areniscas finas de la unidad roja inferior (Barranc de la Costa Gran, sinclinal de Tremp). **C.** *Naktodemasis bowni* cortando *mottles* en areniscas finas de la unidad roja inferior (Puig Pedrós, sinclinal de Tremp). **D.** Rizohalos de orientación vertical y núcelo morado y borde gris en areniscas ocre finas la unidad roja inferior (Suterranya, sinclinal de Tremp). **E.** *Mottling* morado y ocre en limos rojos de la unidad roja inferior (Torrebilles, sinclinal de Tremp). **F.** Secuencias cíclicas de horizontes en sedimentos lutítics de las llanuras de desbordamiento de la parte baja de la unidad roja inferior (Basturs, sinclinal de Tremp). De base a techo están formados por arcillas ocre con *mottling* gris (1), con *mottling* gris y morado y nódulos edáfico de carbonato (2), limos ocre con *mottling* morado y nódulos edáficos de carbonato (3), limos morados con nódulos edáficos de carbonato (4) y niveles de limos de color azulado (5). Por encima este ciclo se repite.

4.4.1.2.2. Paleosuelos

La presencia de *mottling* (figura 4.11D, E), coloraciones vivas, bioturbación intensa (manifiesta por la existencia de galerías de invertebrados) y horizontes de acumulación de minerales (como nódulos edáficos de carbonato) así como la ausencia de estructuras sedimentarias son características que permiten reconocer un paleosuelo (Retallack, 1997, 2001). En los materiales de la unidad roja inferior (F7 a F12) es frecuente reconocer estas características que evidencian el desarrollo de paleosuelos.

El color de este tipo de suelos está relacionado con la presencia o ausencia de determinados óxidos de hierro (Kraus y Hasiotis, 2006). Así, los colores rojos y ocres resultan de una mezcla de hematites (Fe_2O_3) y goethita ($\text{FeO}(\text{OH})$). A medida que aumenta la proporción de hematites el color se hace más rojo. La presencia de hematites también determina las coloraciones moradas así como la ausencia de óxidos de hierro generalmente da lugar a la aparición de coloraciones grises (Kraus y Hasiotis, 2006). A pesar de que algunos autores atribuyen la formación de estas coloraciones a procesos diagenéticos, el hecho de encontrar en paleosuelos patrones de *mottling* similares a los que se encuentran en suelos modernos demuestra que la diagénesis no ha sido relevante en la formación del color de los paleosuelos (ver referencias en Kraus y Hasiotis, 2006).

Los sedimentos lutíticos de las llanuras de desbordamiento se disponen en secuencias cíclicas de horizontes que se pueden seguir en afloramiento a lo largo de grandes distancias laterales. En la parte media de la unidad roja inferior estas secuencias están formadas, de base a techo (Figura 4.11F), por arcillas ocres con *mottling* gris, arcillas ocres con *mottling* gris y morado y nódulos edáficos de carbonato, limos ocres con *mottling* morado y nódulos edáficos de carbonato y limos morados con nódulos edáficos de carbonato. Estos últimos pueden estar culminados por un nivel de limos de color más azulado de poca potencia. En la parte más alta de la unidad estos ciclos están constituidos, de base a techo, por arcillas ocres o marrones con *mottling* gris, arcillas ocres o marrones con *mottling* gris y morado y nódulos edáficos de carbonato y arcillas ocres o marrones con *mottling* morado y nódulos edáficos de carbonato. El último término lo pueden constituir arcillas y limos morados o rojos con *mottling* morado, ambos con abundantes nódulos edáficos de carbonato. Es frecuente que en estos ciclos falte alguno de los términos. Todos estos rasgos (*mottling* de colores rojo, ocre, morado o gris; abundantes nódulos edáficos de carbonato y bioturbaciones y presencia de caras de deslizamiento) son característicos de paleosuelos bien desarrollados (Bown y Kraus, 1983; Kraus y Aslan, 1993; Kraus, 1997) que hacen pensar en la presencia de una importante cubierta vegetal.

La estructura interna de las limolitas suele ser angular o prismática y es común encontrar caras de deslizamiento (*slickensides*), ambas características de paleosuelos en cuyo periodo de formación se daba alternancia de condiciones húmedas y secas (Kirschbaum y McCabe, 1992). A pesar de que para hacer una clasificación rigurosa de los paleosuelos sería preciso realizar análisis del contenido de arcillas (ver Cojan et al., 2006), con los datos de que se dispone posiblemente se podrían clasificar como vertisoles, que se forman

en ambientes de subhúmedos a semiáridos (Retallack, 2001), siendo este último el caso más probable dada la presencia de nódulos edáficos de carbonato, ya que la meteorización química en un ambiente húmedo los disolvería (Reeves, 1976; Miall, 1996). Especialmente en las lutitas moradas (F11) de la base de la unidad y en las proximidades de los equivalentes laterales de las Calizas de Vallcebre, es frecuente la presencia de horizontes de calcretas (ver también Colson y Cojan, 1996; Cojan, 1999).

4.4.1.3. *Equivalentes laterales de las Calizas de Vallcebre*

En el sector oriental del sinclinal de Tremp (Conca Dellà) los equivalentes laterales de las Calizas de Vallcebre están formados por diversos niveles (generalmente cuatro), de 1 a 6 m de potencia cada uno, de *mudstones* y *wackestones* con bioclastos (F2B). Estas calizas contienen foraminíferos de aguas salobres (discórbidos y valvulínidos), gasterópodos, ostrácodos, algunas carofitas y *Microcodium*, tanto en colonias de crecimiento *in situ* como en prismas disociados (López-Martínez et al., 2006) y suelen estar muy bioturbadas y presentar microkarstificaciones.

Están intercaladas con arcillas y limos ocres (F7), marrones (F8), naranjas (F9), rojos (F10) y morados más o menos blanquecinos (F11). En el sector occidental (secciones de Arén) estas calizas no están presentes (su posición se localizaría dentro de un tramo cubierto), pero vuelven a aparecer en Serraduy, donde alcanzan una potencia de 5 m. Aquí, a techo de las mismas, se encuentra el horizonte Colmenar-Tremp (Eichenseer y Krauss, 1985), un horizonte de paleosuelos calcimorfos de 4 m de potencia que también ha sido citado en el sector oriental del sinclinal (Conca Dellà) por Krauss (1990) (ver sección I7B, Anexo2A). En el flanco sur del sinclinal de Tremp, los equivalentes laterales de las Calizas de Vallcebre afloran, con un espesor reducido, en Guàrdia de Tremp y Mont-rebei, encontrándose afloramientos intermedios de escasa potencia en Sant Esteve de la Sarga y Moror (López-Martínez et al., 2006).

Las calizas han sido interpretadas como facies lacustres litorales y algunas de ellas (las que reflejan episodios de emersión y karstificación) constituirían paleosuelos calcimorfos. Los limos intercalados corresponderían a los depósitos de llanura de inundación asociados a sedimentos carbonáticos de lagos costeros de salinidad variable (López-Martínez et al., 2006).

4.4.1.4. *Sucesión sedimentaria general*

De la combinación del análisis de facies de una sección compuesta del área de Isona se ha obtenido un gráfico de facies en el que se observa la ordenación vertical de la figura 4.12.

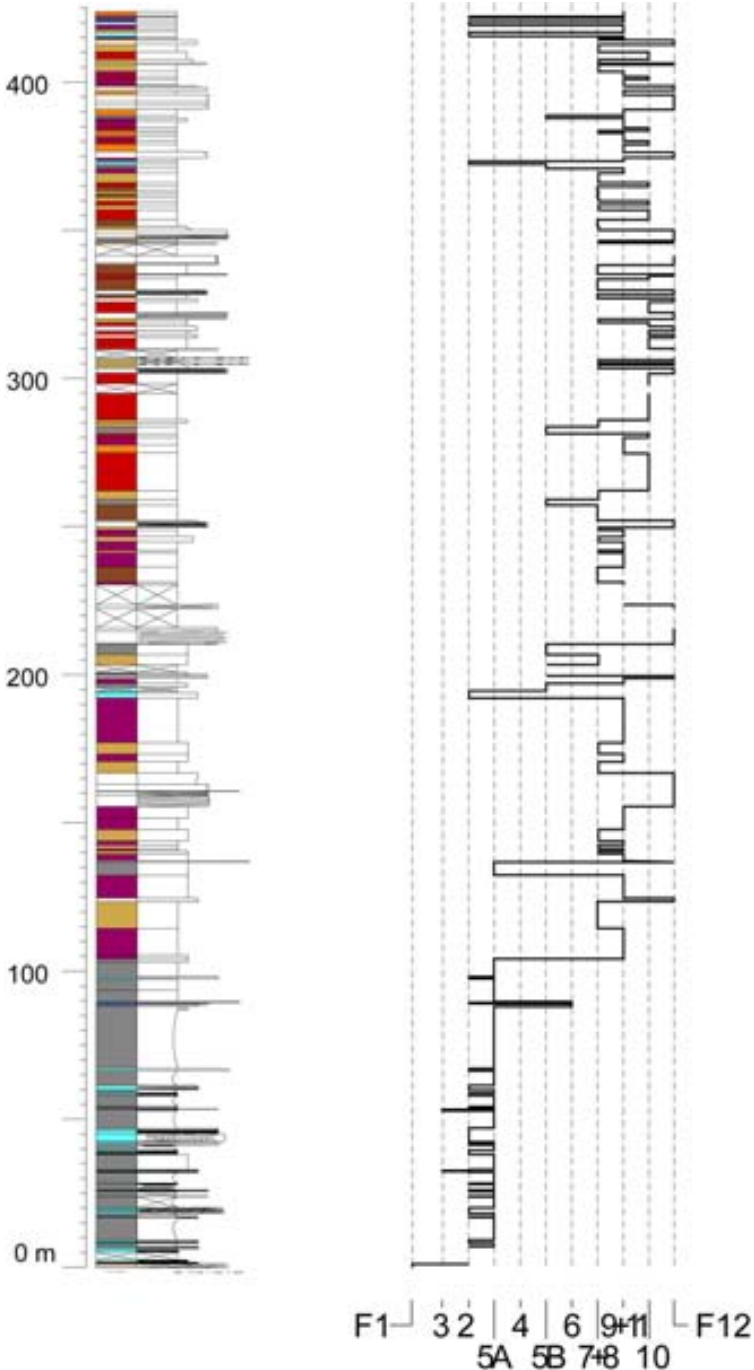


Figura 4.12. Ordenación vertical de las facies en una columna compuesta del área de Isona.

4.4.2. Paleomagnetismo

En las muestras correspondientes al sector oriental del sinclinal de Tresp (Conca Dellà) se ha obtenido, en general, una desmagnetización estable con diversas componentes. Una primera se eliminó con la desmagnetización a 120°C tras la cual se observaron bien una o bien dos componentes. Los valores de más alta temperatura o baja cohercividad se utilizaron como componente característica de la magnetización. El comportamiento general fue bueno, aunque una veintena de muestras se desecharon por mostrar un comportamiento inestable.

Para cada una de las secciones se han dibujado las componentes características. La representación gráfica se ha realizado atendiendo a criterios de estabilidad en la desmagnetización por lo que se han considerado dos tipos de muestras: de calidad buena e intermedia. En la sección más baja (Orcau) se observan polaridades inversas cuyas componentes pasan claramente la prueba del pliegue, lo que indica una magnetización anterior al plegamiento.

La figura 4.13 integra los resultados de las secciones muestreadas, en varias de las cuales se observan diversos cambios de polaridad. Además, la correlación entre secciones muestra cierta incongruencia entre correlación litoestratigráfica y sucesión paleomagnética. Este hecho se visualiza mejor en la figura 4.14 donde se integran todos los resultados en una misma sección. En este gráfico podemos observar la siguiente sucesión de polaridades: el intervalo 1 (metros 80 a 180) con polaridades inversas que pasan la prueba del pliegue, el intervalo 2 (metros 180 a 360) donde se entremezclan polaridades normales e inversas en niveles equivalentes o muy próximos, el intervalo 3 (metros 360 a 420) con polaridades inversas, el intervalo 4 (metros 420 a 455) con polaridades normales y el intervalo 5 (metros 455 a 480) con polaridades inversas.

El intervalo 2 presenta polaridades normales o inversas claramente definidas que podrían deberse a la presencia de gran cantidad de magnetocrones de muy corta duración o a procesos parciales de remagnetización. El primer caso queda descartado por el contexto general y por las dataciones conocidas (Oms y Canudo, 2004 y Pereda-Suberbiola et al., 2009a). Las formaciones equivalentes estudiadas por Westphal y Durand (1990), Cojan et al. (2000) y Cojan y Moreau (2006) presentan también alteraciones de la señal original aunque no responden exactamente a la misma tipología. En cualquier caso, resulta interesante ver como es en las facies de lutitas rojizas (*red beds*) donde se observan más estas contradicciones tanto en nuestro ejemplo como en numerosos trabajos existentes (ver Westphal y Durand, 1990). En general y, como veremos más adelante, la integración de todos los datos magnetoestratigráficos con el esquema litoestratigráfico general nos sugiere que el intervalo 2 correspondería a los crones 31n, 30r y 30n.

Otros autores también han realizado estudios de paleomagnetismo en el sector occidental del sinclinal de Tresp (secciones de Arén; Oms y Canudo, 2004; Pereda-Suberbiola et al., 2009a) y han obtenido un intervalo de polaridad normal en la Fm. Arén, así como en la parte baja de la Fm. Tresp, tras el cual habría otro de polaridad no determinada y después, un intervalo de polaridad inversa hasta el techo de la sección (Oms y Canudo, 2004; Pereda-Suberbiola et al., 2009a).

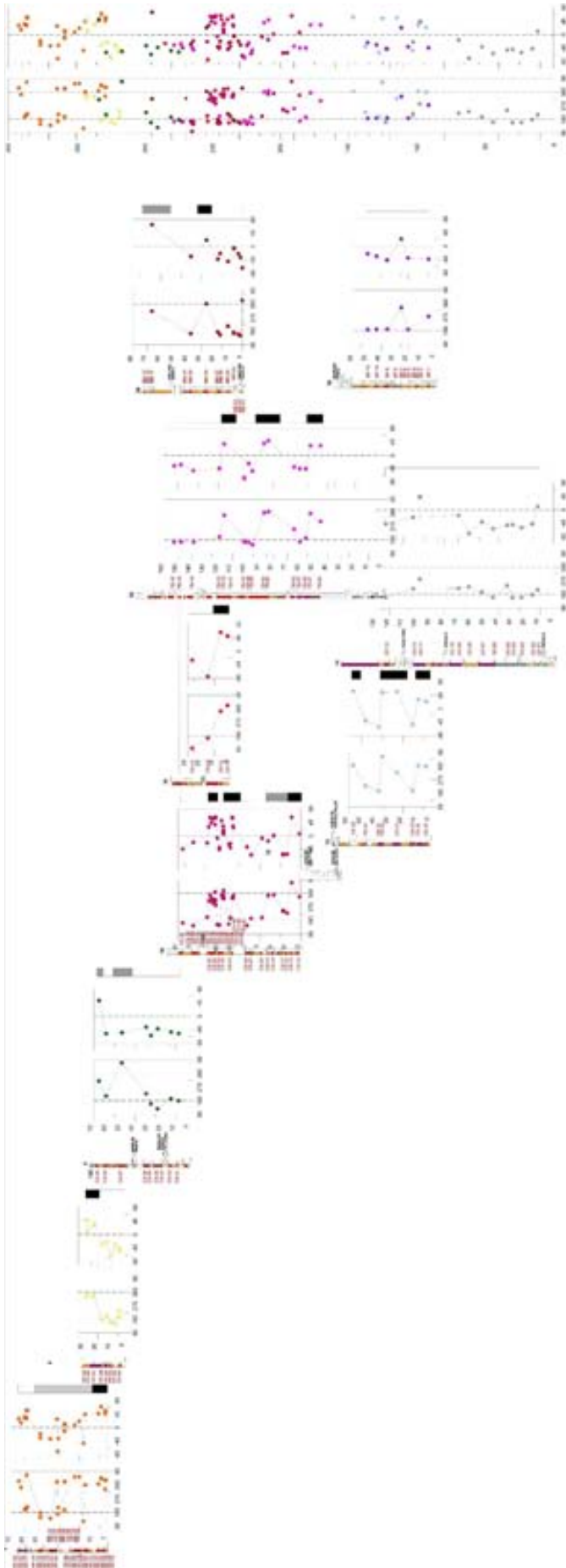


Figura 4.13. Situación de las muestras utilizadas para los estudios de paleomagnetismo en cada una de las secciones (ver situación en Anexo 2A) junto con los correspondientes gráficos de declinación e inclinación y su integración y su integración en una misma sección. Ver figura ampliada en Anexo 3.

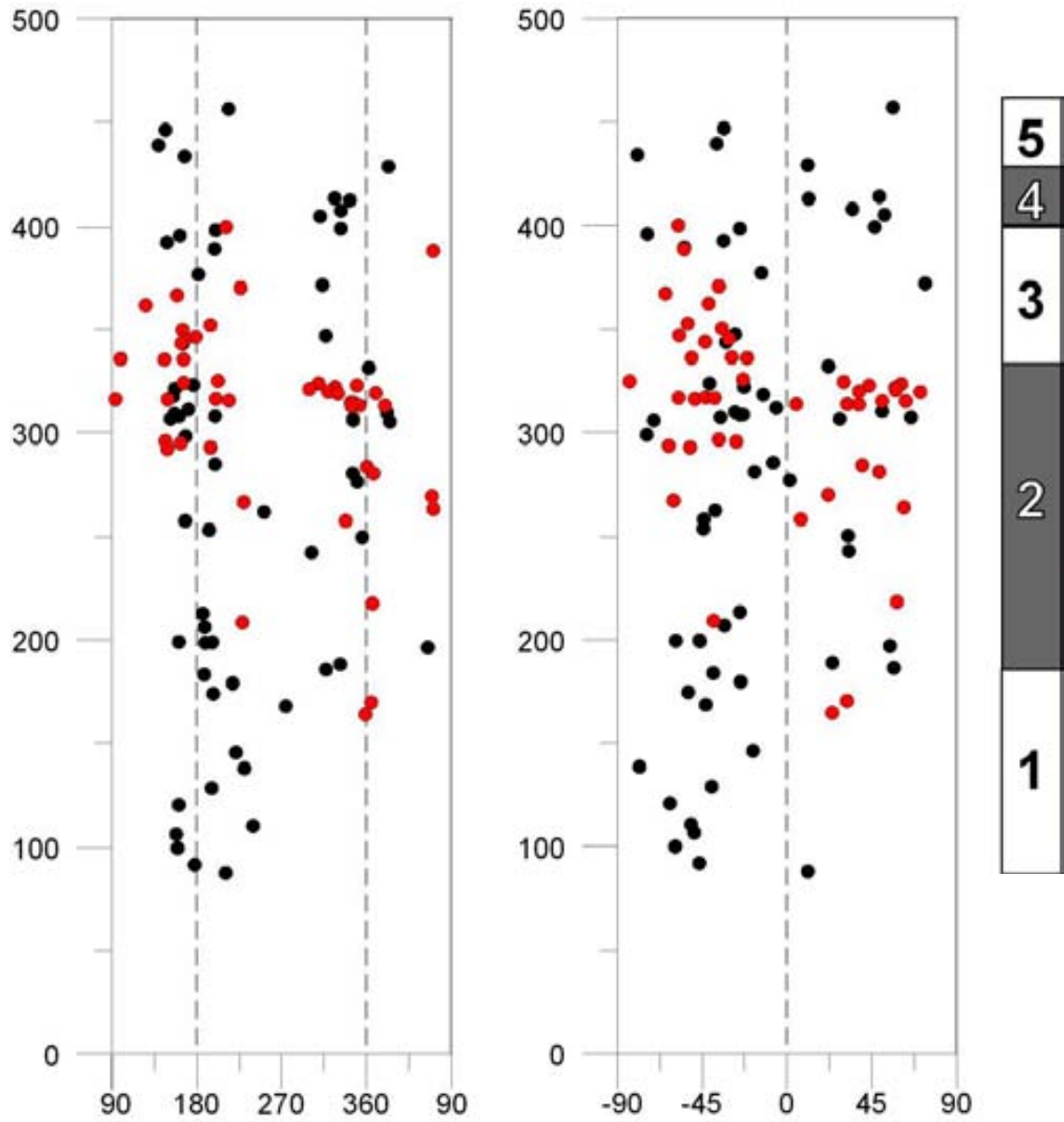


Figura 4.14. Resultados de paleomagnetismo integrados en una misma sección. Los círculos rojos indican las muestras tomadas en facies de lutitas rojas (*red beds*).

Capítulo 5

Formación de yacimientos

La situación de los yacimientos en las secciones, junto con las interpretaciones sedimentológicas de las asociaciones de facies en que se encuentran, permite relacionar yacimientos y ambientes. Con ello se puede valorar la representatividad de cada una de las asociaciones de facies (ambientes infra o sobrerrepresentados) y evaluar el efecto que ejerce el ambiente en el registro (sesgos paleoambientales), así como determinar la existencia de procesos de retrabajamiento, a fin de establecer las preferencias paleoecológicas de los diferentes grupos de dinosaurios.

5.1. Efecto del ambiente en el registro (contexto sedimentológico de los restos fósiles)

A partir de la información del contenido de los yacimientos, junto con la interpretación del ambiente donde se encuentran, se han construido diferentes gráficos para huesos, huellas y huevos a fin de estudiar la relación entre los restos y los ambientes (ver tablas en Anexo 4). Estas consideraciones son una herramienta importante para comprender el registro de dinosaurios en las formaciones Arén y Tremp, especialmente cuando se integran los datos de la

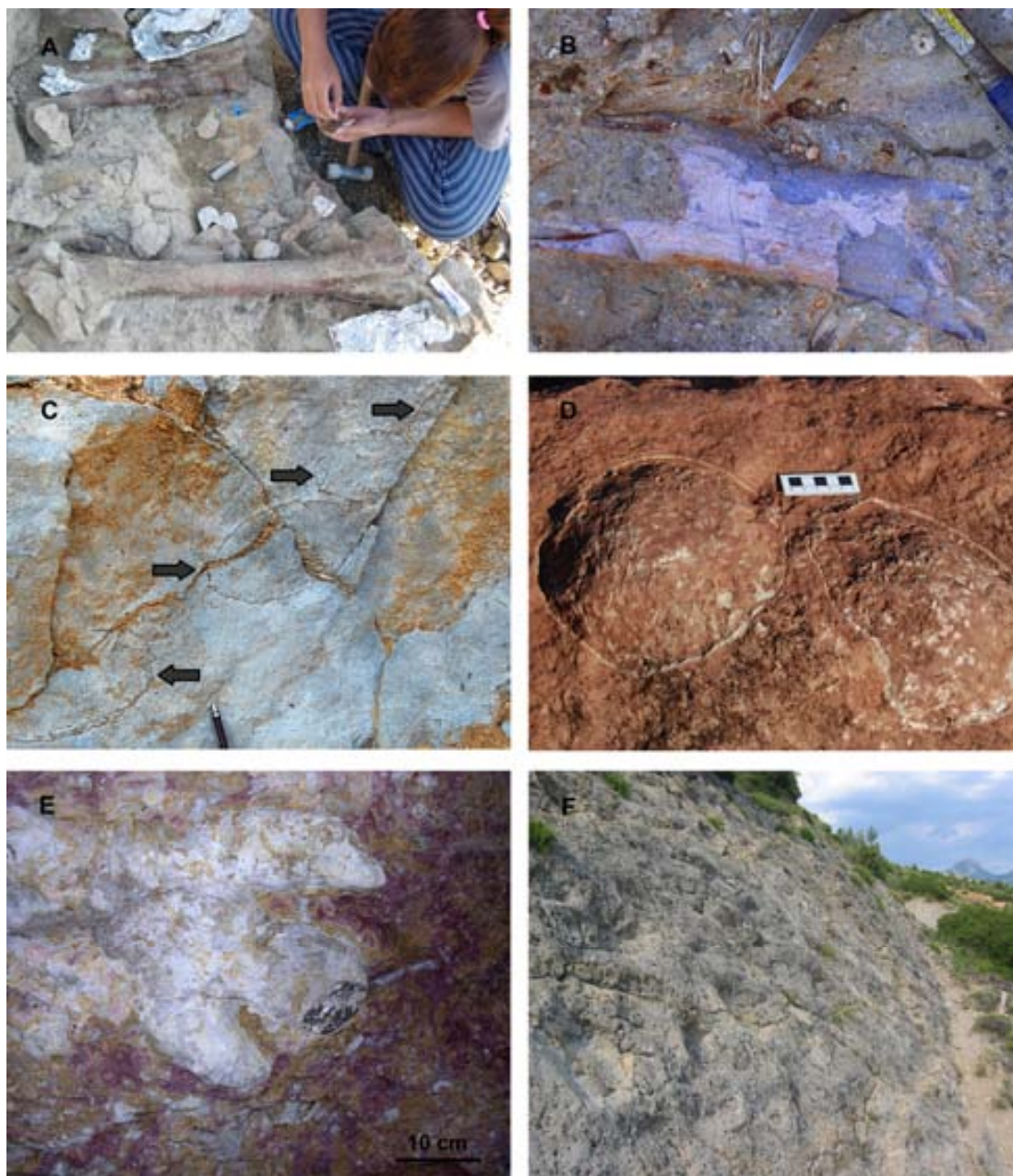


Fig. 5.1. Ejemplos de restos de dinosaurios encontrados en el área de estudio. **A.** Tibia y fibula de hadrosaurio del yacimiento de Basturs Poble (F12B) en la unidad roja inferior. Fotografía de Rodrigo Gaete. **B.** Fragmento de fémur de hadrosaurio en conglomerados (F12C) de la unidad roja inferior (yacimiento de Les Torres). **C.** Huevos megaloolithidos (señalados con flechas) en areniscas grises de la Fm. Arenisca de Arén (F1B). **D.** Huevos megaloolithidos en areniscas rojas de la Fm. Arenisca de Arén (F1A) del yacimiento de Basturs-1. **E.** Huella ornitópoda en la base de un canal de arenisca (F12B) de la unidad roja inferior (Masia de Ramon petjades). **F.** Huellas de saurópodos en *mudstones* (F2A) de la unidad gris (Orcau-2). Fotografía de Rodrigo Gaete.

vertiente surpirenaica (sinclinales de Vallcebre, Coll de Nargó, Tremp y Àger) con los del sur de Francia (vertiente norpirenaica y Bajo Languedoc y Provenza).

5.1.1. Huesos

Los huesos fósiles en la vertiente surpirenaica se encuentran en todo tipo de facies, aunque predominan (47%) en las fluviales confinadas (figura 5.1A, B; figura 5.2 gráfico total huesos). Generalmente están en cuerpos de granulometrías gruesas como fragmentos transportados (figura 5.2) aunque en algunas ocasiones también se hallan como huesos enteros, con dimensiones que van desde pocos centímetros (astillas) a casi un metro de longitud (huesos enteros). Los restos son muchas veces difíciles de asignar a un grupo taxonómico y la mayoría pertenecen a piezas del esqueleto postcraneal aunque a veces se encuentran dientes. Es infrecuente encontrar piezas en conexión anatómica, de modo que en su mayoría se trata de restos inarticulados.

Los gráficos correspondientes a los diferentes grupos de dinosaurios también muestran un predominio de los ambientes fluviales (especialmente, confinados), lo que puede apreciarse sobre todo en el caso de los gráficos correspondientes a hadrosaurios y lambeosaurios (fig. 5.2). Una excepción la constituye el caso de los nodosaurios, en el que dominan las facies de *lagoon* desconfinado (fig. 5.2). Debe tenerse en cuenta, sin embargo, que puede existir un sesgo en los gráficos debido a la preferencia por excavar los materiales que ofrecen menos dificultades técnicas y los yacimientos más accesibles.

En el caso de los yacimientos del sur de Francia, los huesos fósiles se encuentran en todo tipo de facies (fig 5.3 total huesos), especialmente en las fluviales (26%) y de *lagoon* desconfinado (23%). Cabe tener en cuenta que casi el 24% de los restos no son determinables, al tratarse generalmente de fragmentos la mitad de los cuales han sido transportados en medios fluviales confinados. También se observa un predominio de los ambientes fluviales (especialmente, confinados) en los gráficos correspondientes a los diferentes grupos de dinosaurios, aunque están representadas prácticamente todas las facies (fig. 5.3). La excepción en este caso la constituyen los terópodos y los hadrosaurios que dominan en ambientes de *lagoon* (confinado y desconfinado).

De la observación de los gráficos que representan el total de los yacimientos (vertientes sur y norpirenaicas, figura 5.4) se observan las mismas tendencias, como en general los huesos se encuentran en todo tipo de facies especialmente en las fluviales. Cabe recordar que en el caso de los huesos fósiles no se trata de restos producidos *in situ* y que son fácilmente transportables.

Huesos (vertiente surpirenaica)

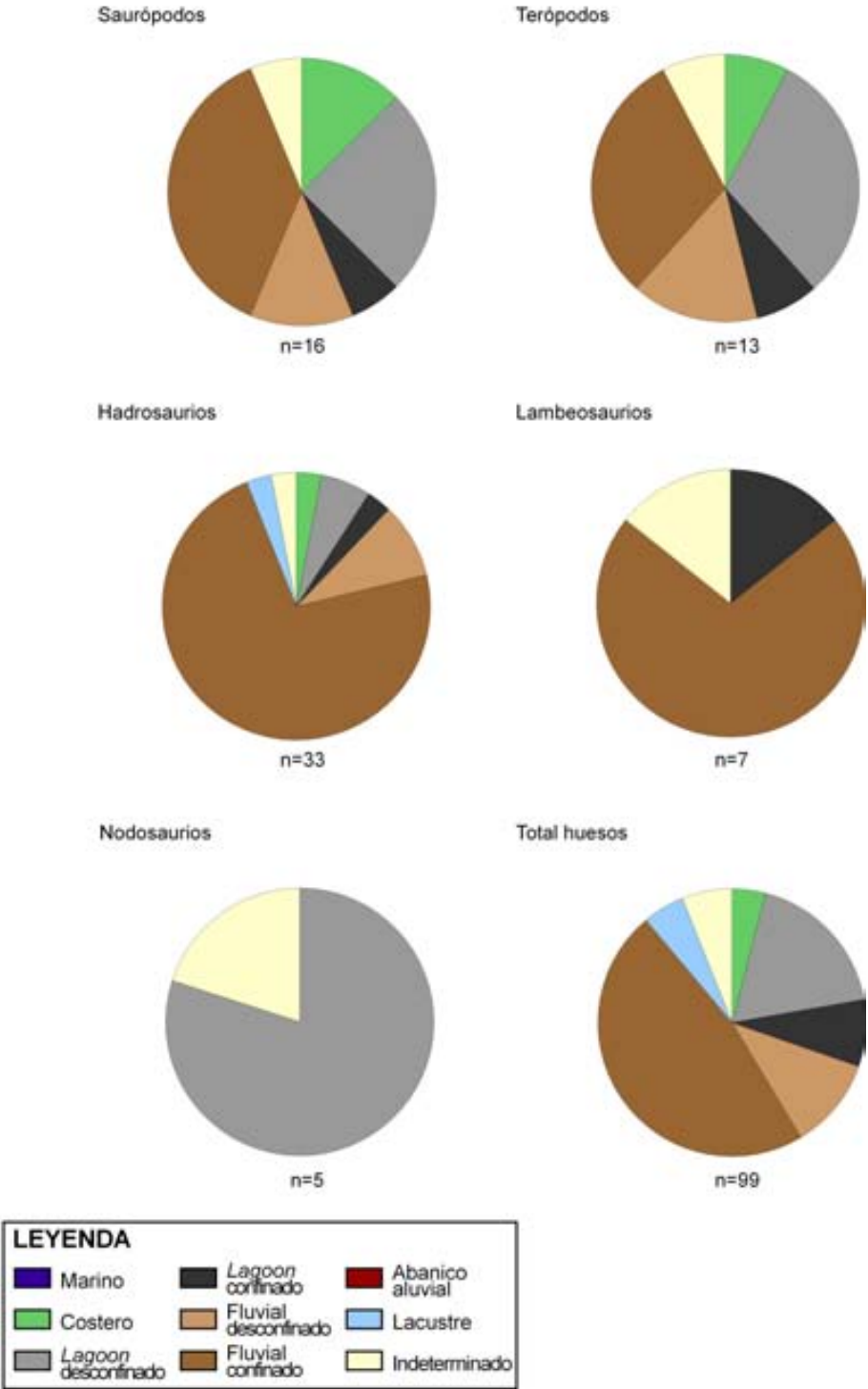


Figura 5.2. Gráficos para los restos óseos de la vertiente surpirenaica separados por grupos de dinosaurios.

Huesos (sur de Francia)

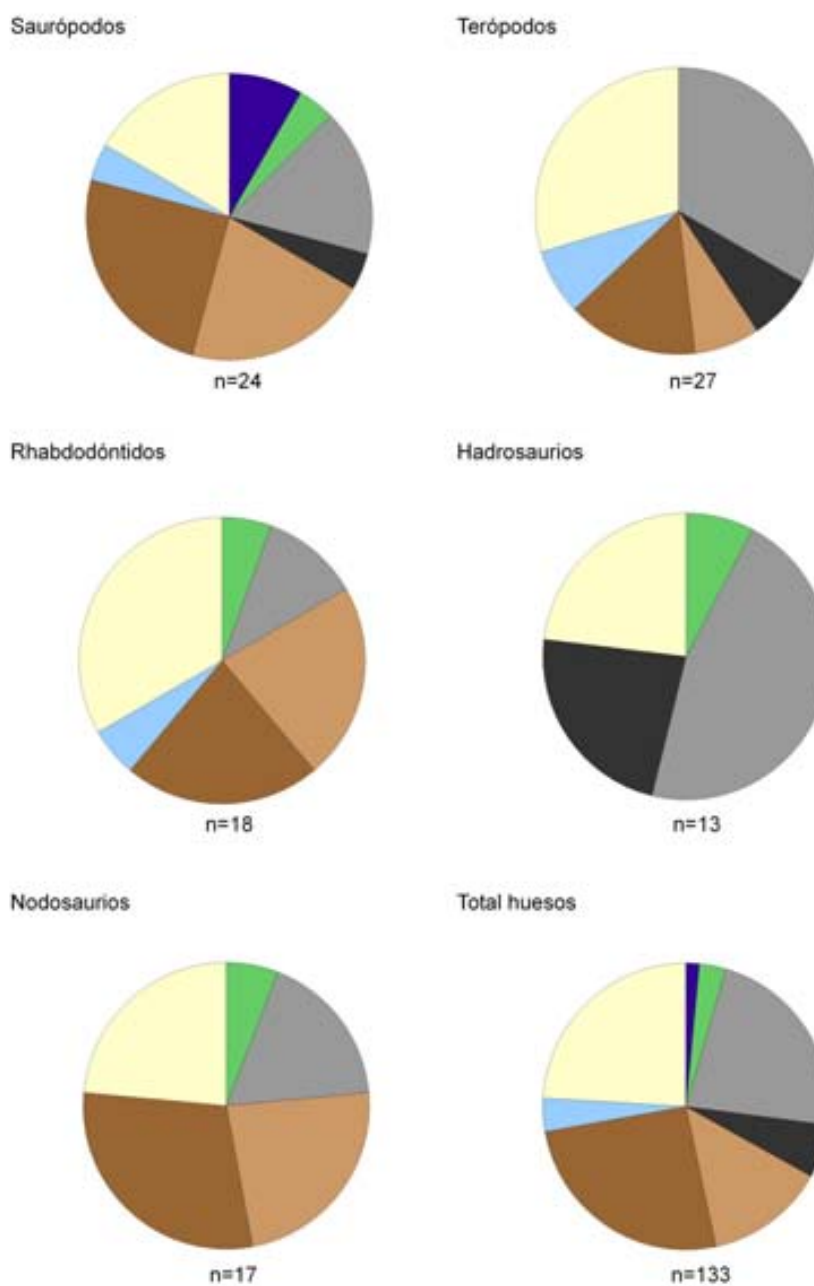


Figura 5.3. Gráficos para los restos óseos del sur de Francia separados por grupos de dinosaurios (ver leyenda en figura 5.2).

Huesos (total: vertiente surpirenaica y sur de Francia)

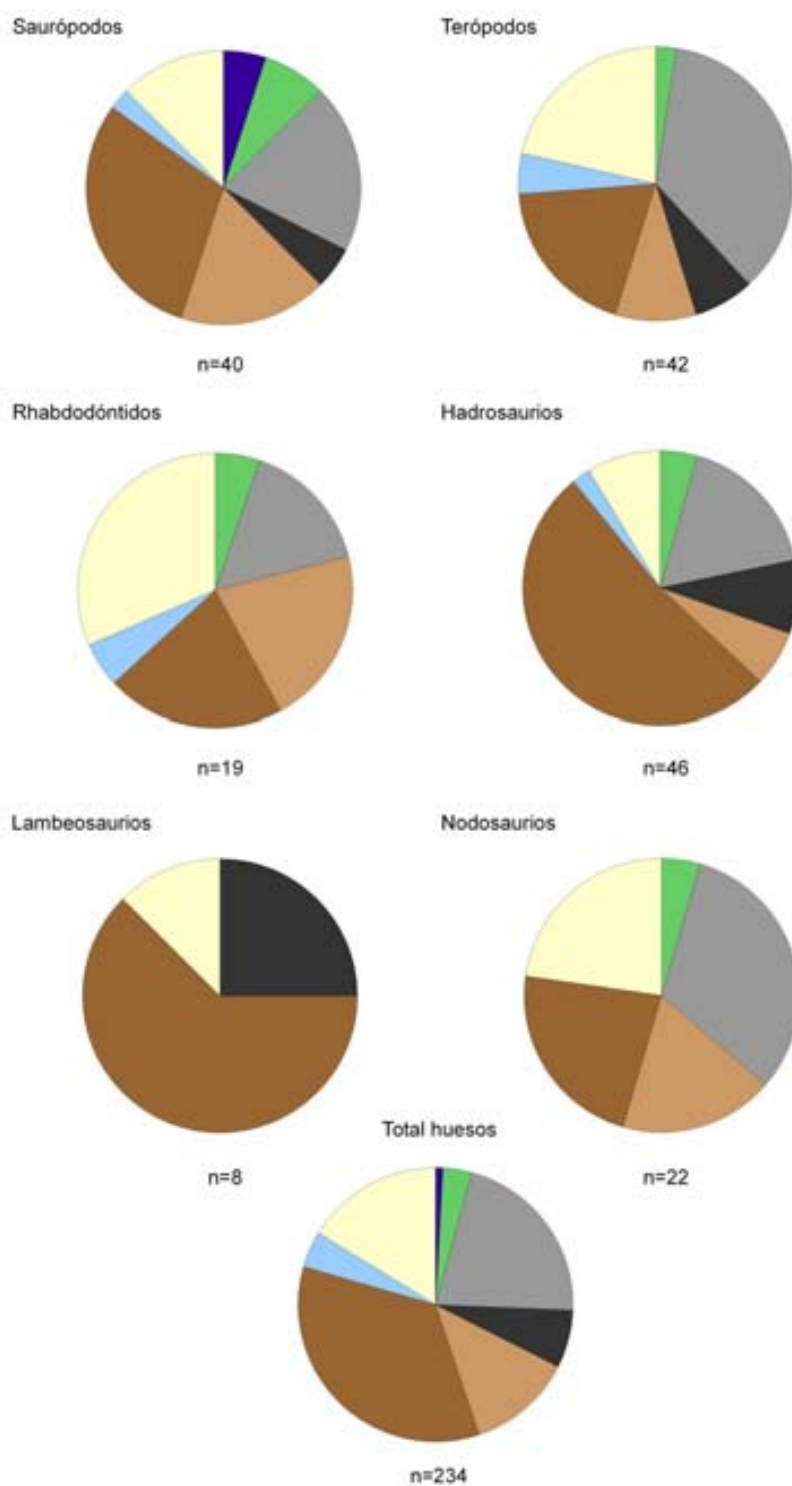


Figura 5.4. Gráficos para los restos óseos en conjunto (vertiente surpirenaica y sur de Francia) separados por grupos de dinosaurios (ver leyenda en figura 5.2).

5.1.2. Huellas

Los datos relativos a icnitas de dinosaurios se refieren exclusivamente a yacimientos de la vertiente surpirenaica, no existiendo ni una sola cita de huellas en el sur de Francia. Dichas icnitas se han atribuido en su inmensa mayoría a saurópodos y ornitópodos (figura 5.1E, F), aunque recientemente por primera vez se han citado icnitas de terópodos en la zona de Moror, al sureste del sinclinal de Tresp (Llompart, 2006). Normalmente no se observa bien su morfología, hecho que ha inducido a problemas de interpretación en diversas ocasiones de lo que es un ejemplo el yacimiento de La Posa cuyas huellas se habían atribuido a dinosaurios saurópodos y ahora se interpretan como trazas del icnogénero *Piscichnus*, relacionadas con actividades de alimentación de rayas (Martinell et al., 2001). Asimismo, las huellas del yacimiento de Orcau-2, inicialmente atribuidas a icnitas de ornitópodos de los icnogéneros *Ornithopodichnites magna* y *Orcauichnites garumniensis* (Llompart et al., 1984) actualmente se atribuyen a saurópodos.

La mayoría de puntos con icnitas se encuentran en facies fluviales confinadas (figura 5.5, gráficos ornitópodos y huellas indeterminadas). Generalmente es difícil apreciar la morfología de las huellas para asignarlas a un grupo y lo que se observan son las deformaciones producidas por éstas (un 28% de las huellas no han sido determinables), aunque cuando se pueden asignar a un morfotipo dominan claramente las ornitópodos.

Observando los gráficos de cada grupo por separado (figura 5.5) se aprecia como las huellas saurópodos se encuentran preferentemente en sedimentos de *lagoon* (74%). En el caso de las ornitópodos dominan claramente los ambientes fluviales confinados (73%). Cabe recordar que las huellas fósiles son marcas producidas *in situ*.

Huellas (vertiente surpirenaica)

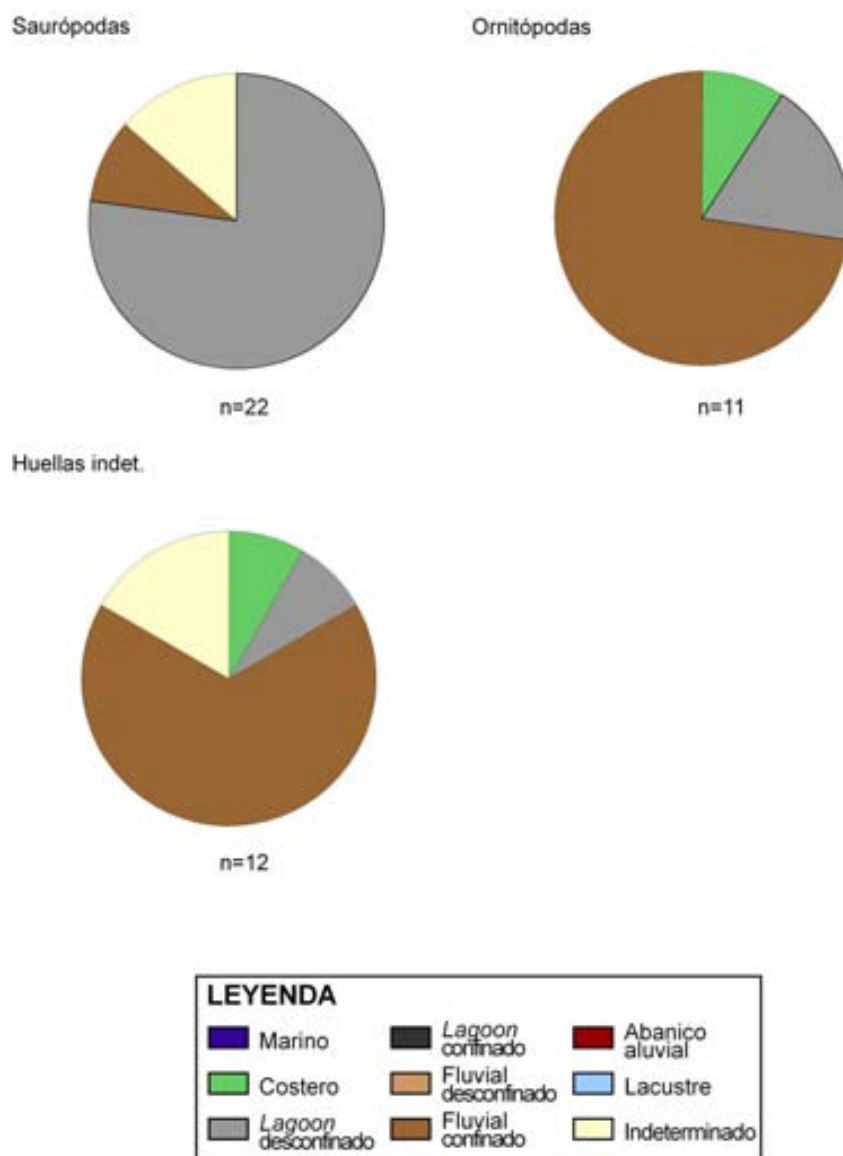


Figura 5.5. Gráficos para las huellas de la vertiente surpirenaica.

5.1.3. Huevos

Los restos fósiles de huevos se encuentran en forma de fragmentos, huevos enteros o puestas en facies muy diversas (figura 5.1C, D). Hay que hacer notar que en los dos últimos casos se trata de restos postdeposicionales producidos *in situ*.

En general, en los gráficos de los ootaxones tomados en conjunto (figura 5.6), se observa como se encuentran huevos en facies muy diversas, aunque dominan las facies fluviales desconfinadas, especialmente en los yacimientos franceses. Tanto las facies representadas en los gráficos de la vertiente surpirenaica y el sur de Francia como sus porcentajes son diferentes (figura 5.6).

Cuando se observan los gráficos de cada una de las ooespecies por separado (sólo se han dibujado aquellos en el número de datos es superior a diez), se ve como los dos gráficos de la vertiente surpirenaica tienen semejanzas (figura 5.7). En ellos están representadas facies diversas aunque dominan las fluviales y, en menor medida, las de *lagoon* desconfinado. En los gráficos de los yacimientos franceses (figura 5.8) llama la atención que todos ellos son muy similares entre sí, con las mismas facies representadas con porcentajes casi idénticos. En este caso también dominan las facies fluviales. Se observa lo mismo en los gráficos totales (figura 5.9).

En los gráficos que relacionan la forma de preservación (huevos o fragmentos) con la facies (figura 5.10), tanto en el caso de los yacimientos de la vertiente surpirenaica como los del sur de Francia y los que representan el conjunto de ambos, se observan los mismos resultados, estando representadas las mismas facies con porcentajes casi idénticos para huevos y fragmentos para cada una de las áreas. En general las facies fluviales son las más representadas tanto para los huevos enteros como para los fragmentos (figura 5.10).

Ootaxones en conjunto (total: vertiente surpirenaica y sur de Francia)

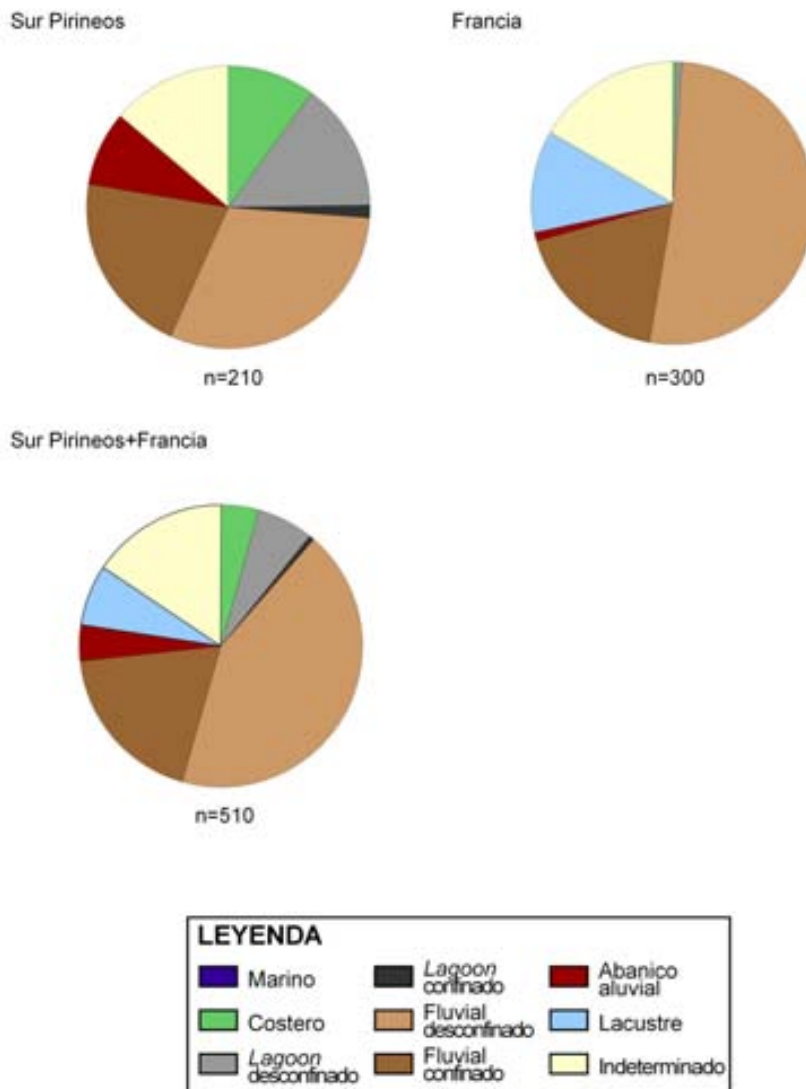


Figura 5.6. Gráficos para el conjunto de ootaxones de la vertiente surpirenaica, el sur de Francia y ambos en conjunto.

Ooespecies por separado (vertiente surpirenaica)

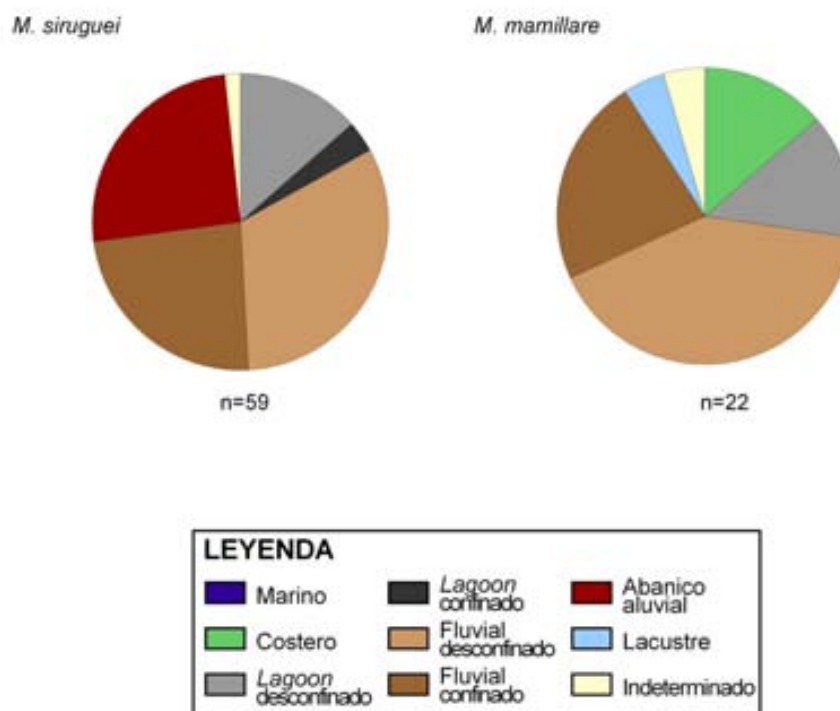


Figura 5.7. Gráficos para cada una de las ooespecies de la vertiente surpirenaica. Sólo se han representado aquellos en el número de datos es superior a diez.

Ooespecies por separado (sur de Francia)

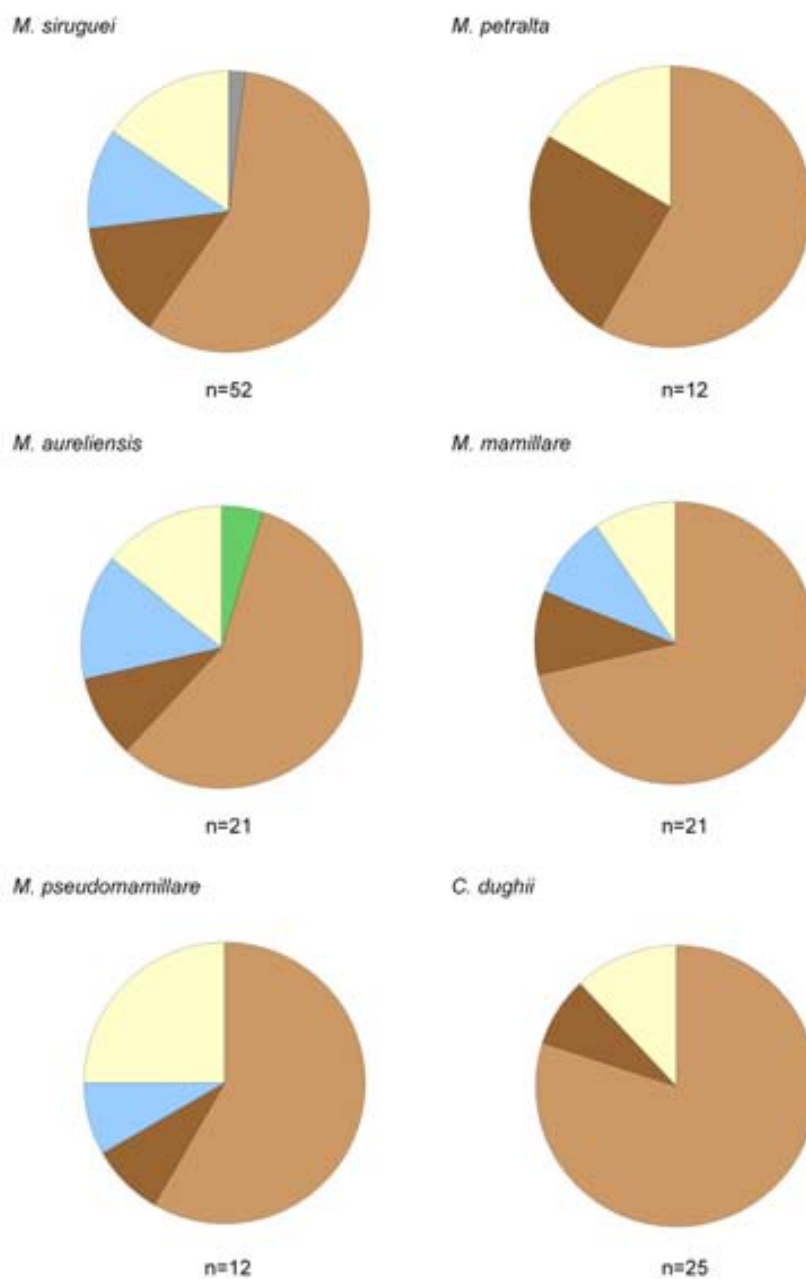


Figura 5.8. Gráficos para cada una de las ooespecies del sur de Francia (ver leyenda en figura 5.7). Sólo se han representado aquellos en el número de datos es superior a diez.

Ooespecies por separado (total: vertiente surpirenaica y sur de Francia)

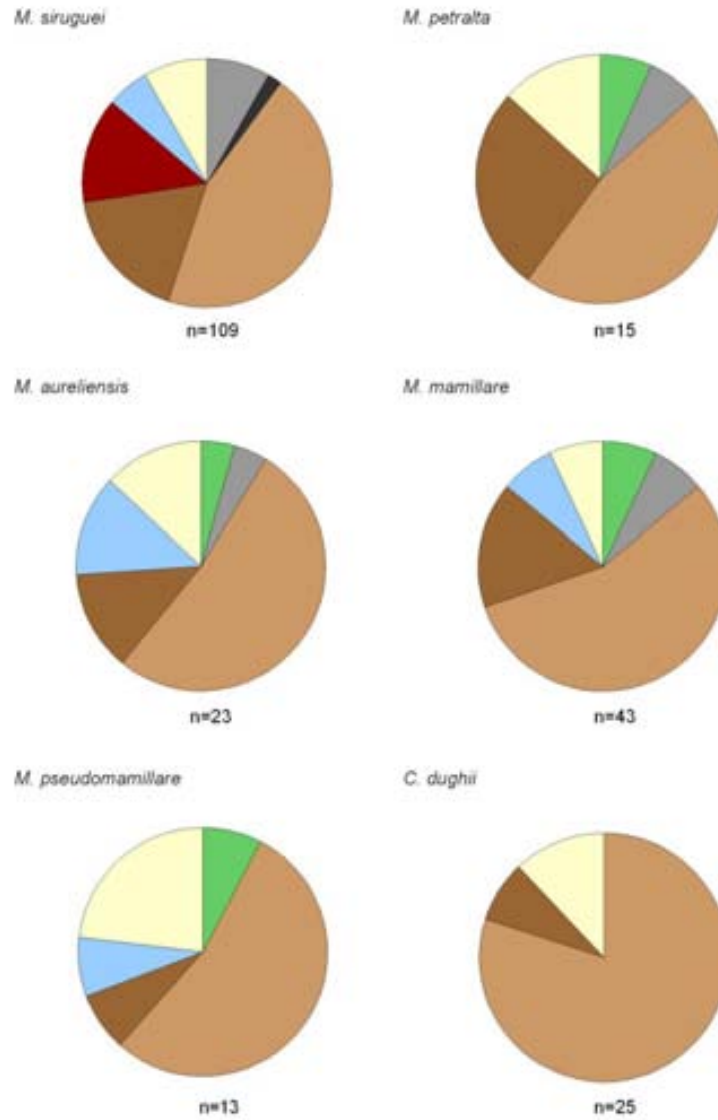


Figura 5.9. Gráficos para cada una de las ooespecies en conjunto (vertiente surpireniaca y sur de Francia, ver leyenda en figura 5.7). Sólo se han representado aquellos en el número de datos es superior a diez.

Forma de preservación

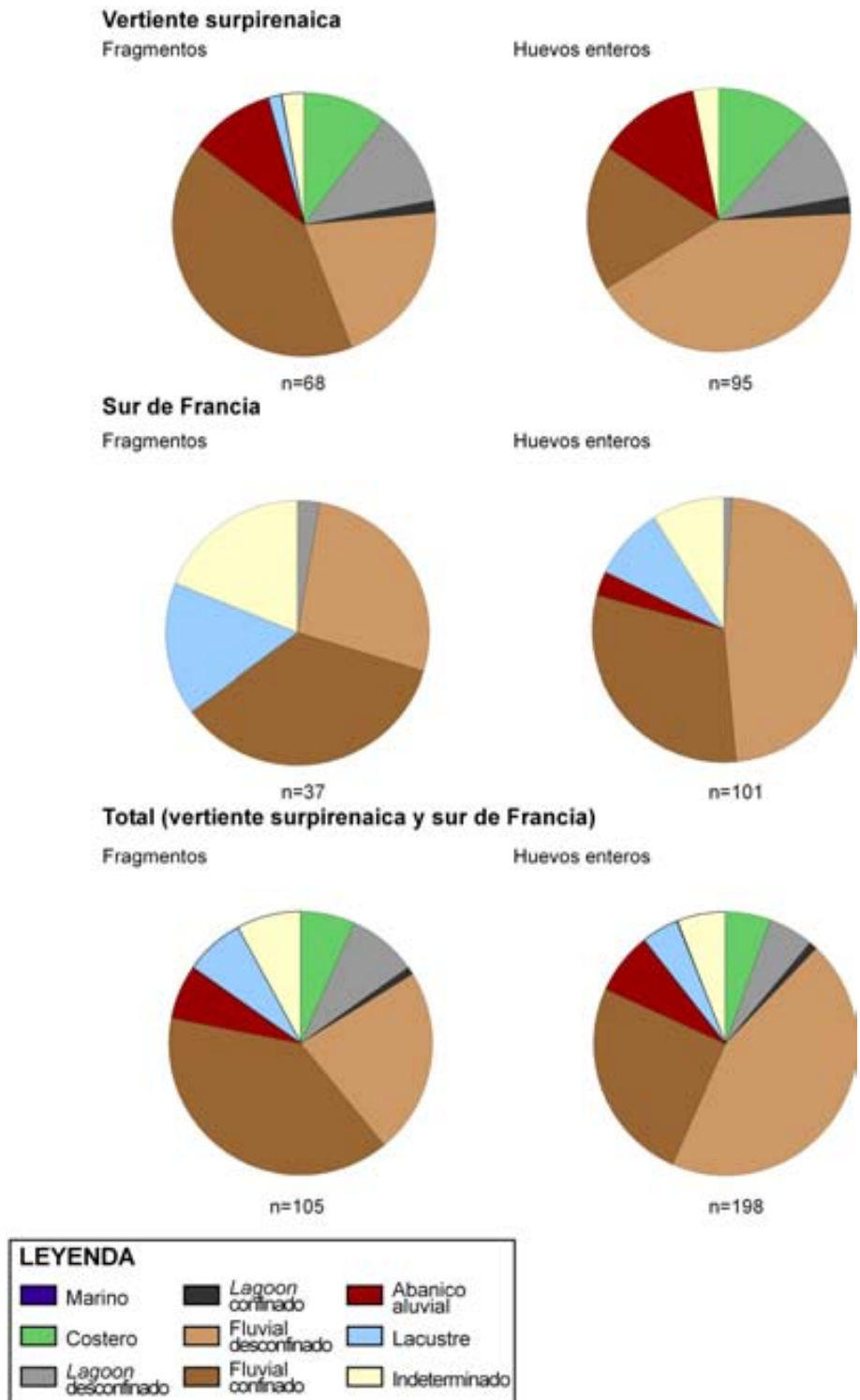


Figura 5.10. Gráficos de la forma de preservación de los huevos para la vertiente surpirenaica, el sur de Francia y el conjunto de ambas.

5.2. Procesos de formación de yacimientos

A continuación se estudian en detalle ejemplos de facies concretos para aportar información sobre la interacción entre los procesos y formas sedimentarias y el registro paleontológico. Así, se hace especial énfasis en la sedimentología de los principales yacimientos de icnitas (Fumanya) y de huesos (Basturs Poble). Asimismo, se describen yacimientos que resultan interesantes por su posición estratigráfica (Costa Roia, Cingles del Boixader, Mata del Viudà).

5.2.1. Fumanya Sud

El yacimiento de Fumanya, en el sinclinal de Vallcebre, está formado por cuatro afloramientos (Fumanya Sud, Mina Esquirol, Fumanya Nord y Mina Tumí) con una superficie continua de más de 1,5 Km de longitud y un área de aproximadamente 35.000 m² y contiene 3.500 huellas de saurópodos (Vila et al., 2008a). Se encuentra en la parte superior del cron C32n.1n (ver tabla 6.1).

La superficie con huellas se encuentra en la unidad gris de la Fm. Tremp, a techo del nivel de los cementos (ver apartado 4.2.1.1.1, figura 4.5B). Para estudiar la sedimentología del yacimiento y disponer de más datos sobre su formación se estudió la laminación de la parte inferior de este nivel (metros 0–1,5 de la sección del Pla de la Barraca, ver figura 4.6), donde las diferencias texturales permiten el reconocimiento de parejas de láminas de margocalizas y margas azules de 0,5-3,1 mm, algunas de ellas con una pequeña acumulación de ostrácodos en su base. A partir del conteo de parejas de láminas mareales y su posterior representación en un gráfico de barras, se ha construido el gráfico de la figura 5.11.

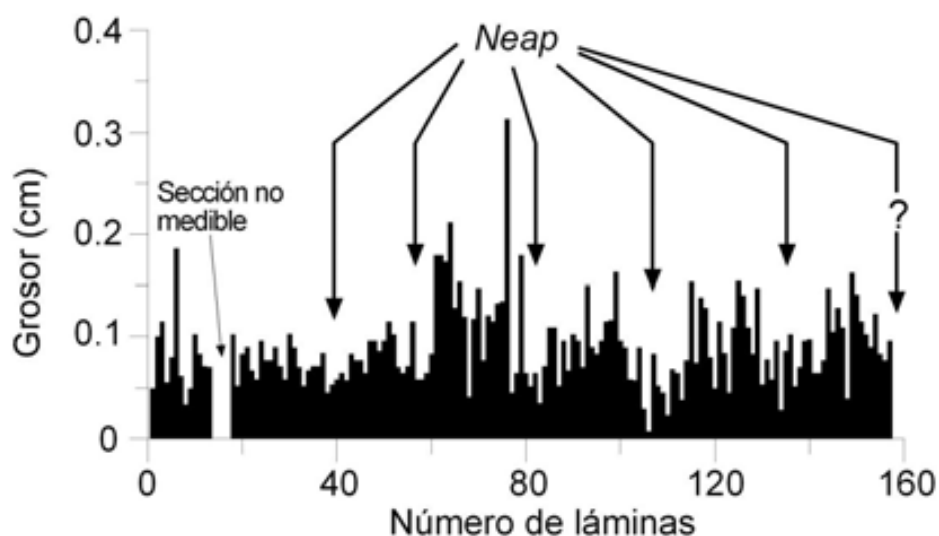


Figura 5.11. Gráfico de barras de grosores medidos de láminas de la sección del Pla de la Barraca (metros 0 a 1,5, ver figura 4.6).

Como muestra el gráfico, las parejas se pueden agrupar en ciclos de 20-28 láminas en los cuales el grosor disminuye y aumenta progresivamente. El número de parejas por ciclo coincide con el de ciclos mareales semi-mensuales de *neap-spring-neap* (ver ejemplos en Alexander et al., 1998). Esto proporciona evidencia adicional de un dominio mareal en la sedimentación del nivel de los cementos que, aunque ya había sido observado por otros autores para la unidad gris y la infrayacente Fm. Arén (Nagtegaal, 1972; Ghibaudo et al., 1973; Liebau, 1973; Nagtegaal et al., 1983; Díaz Molina, 1987; Eichenseer, 1988; Krauss, 1990; Cuevas, 1992; Ardèvol et al., 2000; López-Martínez et al., 2000), no se había estudiado en concreto en este nivel.

Al no existir estructuras sedimentarias a partir de las que obtener la dirección de la paleocorriente en el nivel de los cementos, se ha utilizado para ello el análisis de las orientaciones de diversos tipos de restos vegetales (*Frenelopsis*, *Sabalites longirhachis*, troncos y otros fragmentos vegetales) presentes en el techo de este nivel y, en menor cantidad, en las *overbeds* (figura 5.11; Riera et al., 2010).

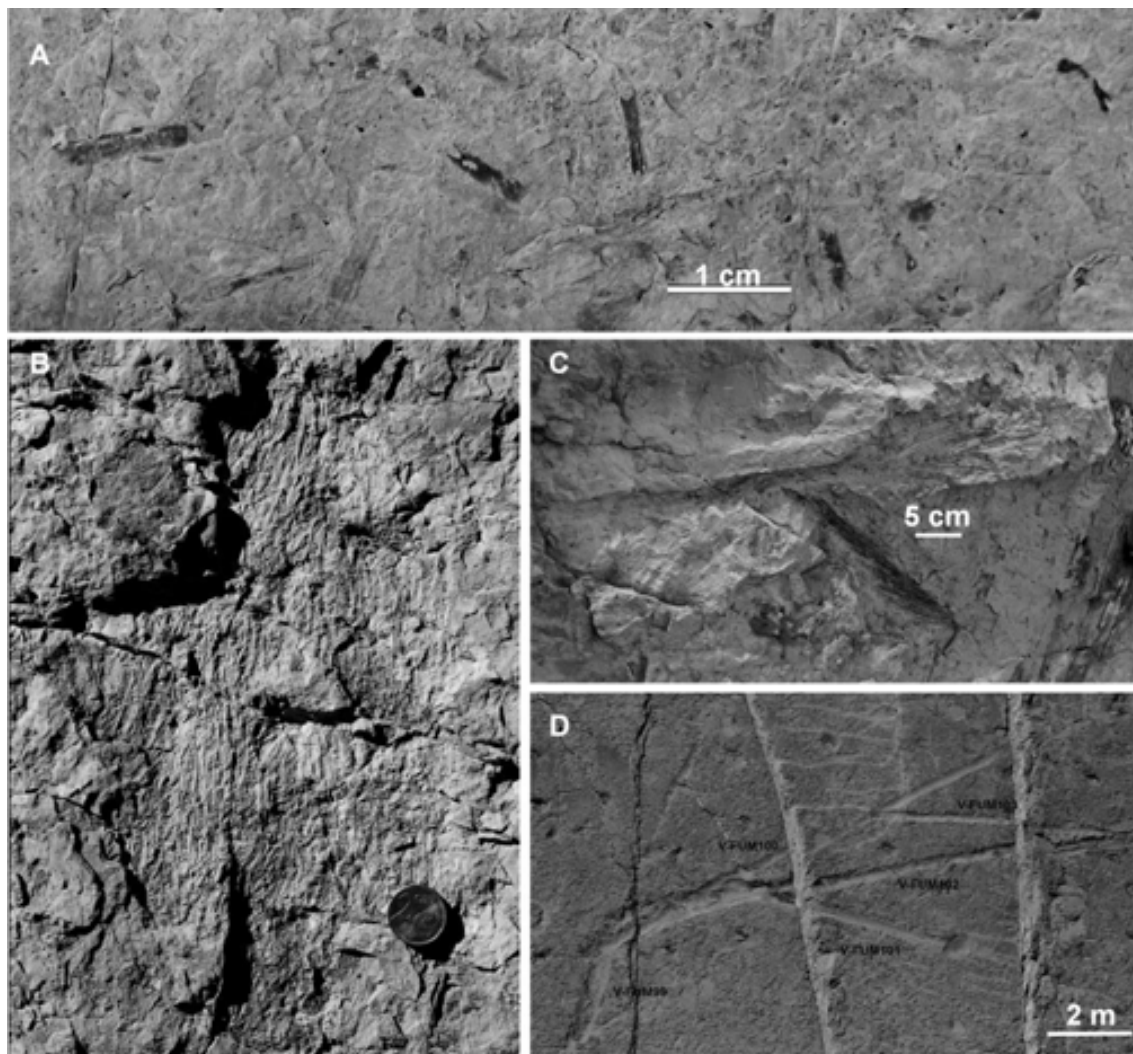


Figura 5.12. A. Internodos de *Frenelopsis* aislados sin orientación preferente (Fumanya Sud). B. Acumulación de *Frenelopsis* con los ejes orientados todos en la misma dirección (Fumanya Sud). C. Hoja completa de *Sabalites* de Mina Esquirol. D. Moldes de cinco troncos que no muestran una orientación preferente (Fumanya Sud). Fotografías de Josep Marmi.

A partir de los diagramas de rosa obtenidos para cada una de las cuatro categorías de restos vegetales, se observa como cada tipo de resto tiene su propio patrón de distribución (figura 5.13). Así, los restos más grandes (troncos, hojas de palmera completas de *S. longirhachis* y otros fragmentos no identificables) se encuentran dispersos y orientados al azar (figura 5.13). Contrariamente, los restos vegetales más pequeños (fragmentos de los ejes vegetativos de *Frenelopsis* sp.) globalmente muestran una orientación E-W. El azimut medio para las orientaciones de los ejes de *Frenelopsis* sp. es $86,4^{\circ}$ - $266,4^{\circ}$ ($n=117$). Así, sólo los fragmentos vegetales más pequeños y ligeros (*Frenelopsis* sp.) están claramente orientados mientras que los más grandes y pesados no (Riera et al., 2010). Los estudios de paleomagnetismo han cuantificado la rotación tectónica (eje vertical) en 20° en sentido contrario a las agujas del reloj (Oms et al., 2007). Así, los datos de los diagramas de rosa tendrían que rotarse 20° en la dirección de las agujas del reloj, lo que hace que las orientaciones de *Frenelopsis* tengan una tendencia E-W más marcada.

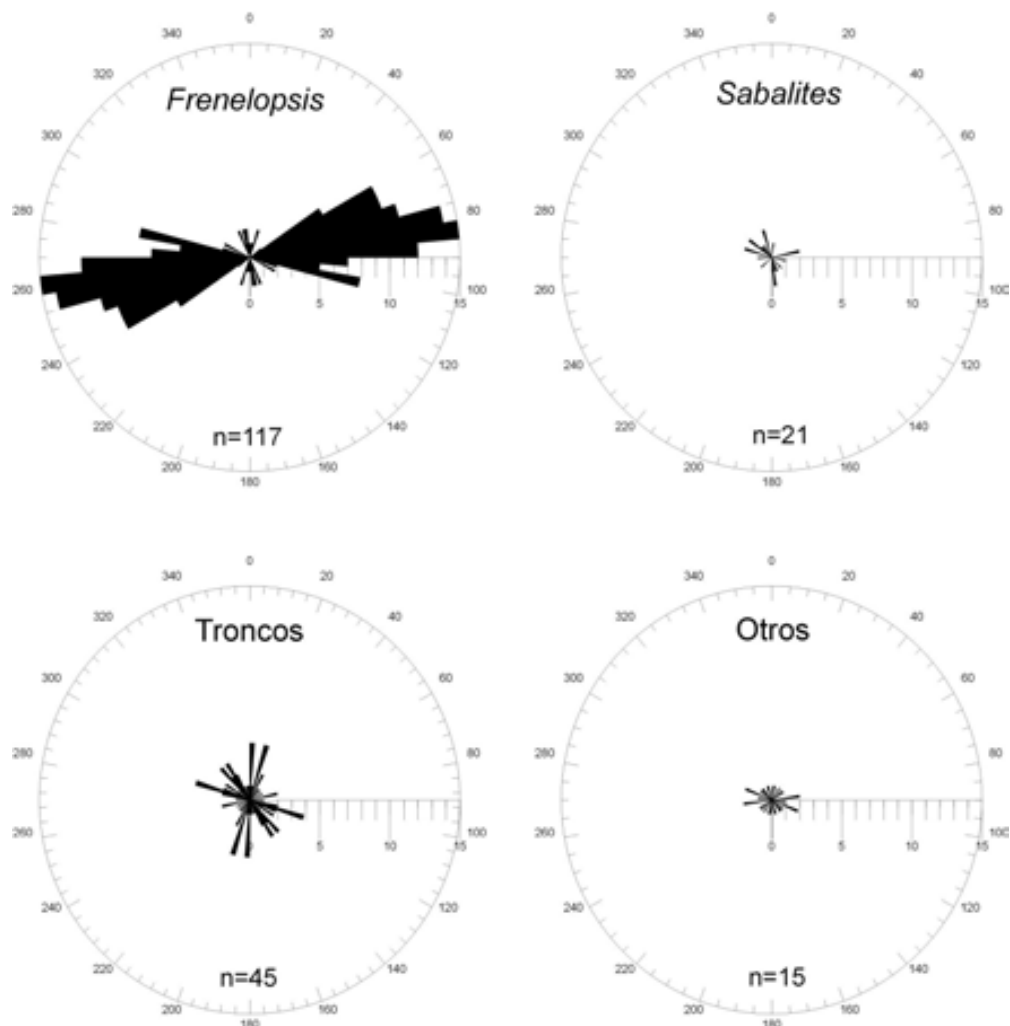


Figura 5.13. Diagramas de rosa para los restos de *Frenelopsis* sp., *S. longirhachis*, troncos y otros fragmentos vegetales no identificables representados en intervalos de 5° . Puede observarse una clara tendencia E-W en la orientación de los fragmentos de *Frenelopsis*, mientras no existe ninguna orientación dominante en las otras tres categorías vegetales.

5.2.2. Basturs Poble

El yacimiento de Basturs Poble está situado en el sector oriental del sinclinal de Tremp (Conca Dellà) en la parte media de la unidad roja inferior, unos 185 metros por encima del contacto con la Fm. Arenisca de Arén y unos 195 metros por debajo de los equivalentes laterales de las Calizas de Vallcebre (ver Anexo 2A). Su importancia reside en el gran número de restos fósiles recuperados, superior a 700, desde que se empezó a excavar en 2001.

El yacimiento es una acumulación densa de restos óseos (*bonebed*, Behrensmeyer, 2007) que representa una población monotáxica (Behrensmeyer, 2007), en la que el 97% de restos recuperados pertenecen muy probablemente a una especie de hadrosáurido lambeosaurino (Gaete, 2009) que está representada por restos de individuos de un amplio espectro ontogenético (por ejemplo, se han recuperado tibias cuya longitud oscila entre los 38,5 y los 70,1 cm; Martín et al., 2007). También se han encontrado fósiles pertenecientes a cocodrilos (3% del total). Se ha descrito otro yacimiento de características similares en el Maastrichtiense de Rusia (Lauters et al., 2008).

Sucesión local

La sucesión local que contiene al yacimiento (figura 5.14A) está formada predominantemente por niveles de arcillas y limos de colores ocres (F7), marrones (F8) y naranjas (F9) con presencia de algunos niveles grises (F5B) y morados (F11). Entre éstos se encuentran intercalados diversos cuerpos de areniscas (F12A, F12B), más abundantes hacia la parte alta de la sucesión, donde también existen niveles conglomeráticos (F12C). Unos 5 metros por debajo del yacimiento hay un nivel de brechas calcáreas (F2B, Miembro Calizas de Basturs *sensu* Cuevas, 1992) que también presenta restos de vertebrados (yacimiento de Magret, Riera et al., 2009b).

En detalle, la sucesión del yacimiento consta de:

1. Arenisca de grano medio (figura 5.14B). Está afectada por bioturbación por raíces, lo que le confiere un color amarillento (*mottling*). Las zonas no oxidadas presentan un color grisáceo.
2. Arenisca de grano muy fino (figura 5.14C). Es de color gris y también presenta *mottling* como en la unidad anterior. La intensidad de esta bioturbación es creciente hacia el techo de la capa. Contiene abundantes nódulos edáficos de carbonato. A techo de la capa existe un pequeño nivel de arcillas de 4 cm.
3. Arenisca de grano muy fino de color gris azulado (figura 5.14D). También presenta nódulos edáficos de carbonato menos abundantes que en el nivel inferior, que se concentran en los 2-3 cm basales presentando una disminución progresiva de ellos hacia el techo. Carece de estructuras sedimentarias.
4. Niveles de areniscas amarillentas de granulometría fina (Fig X.E). También contienen nódulos edáficos, sobre todo en los niveles inferiores. Presentan laminación paralela, posibles huellas de dinosaurio y bioturbaciones de las icnoespecies *Spirographites ellipticus* y *Naktodemasis bowni*.

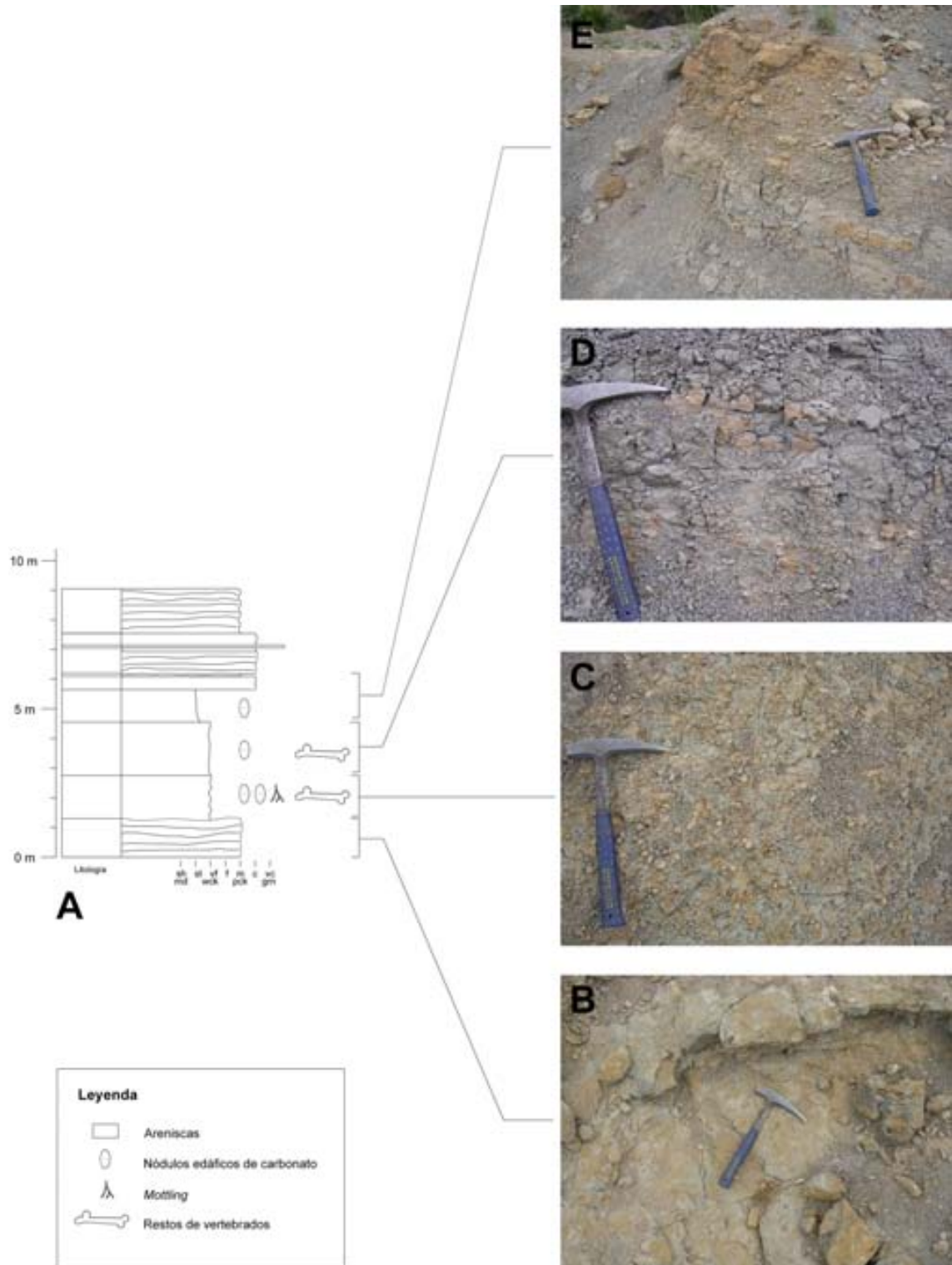


Figura 5.14. Sucesión local del yacimiento de Basturs Poble (A) con indicación de cada una de las facies (B, C, D, E).

Los restos fósiles del yacimiento se encuentran concentrados en el techo de la unidad 2 (nivel arcilloso) y, sobre todo, en la parte inferior de la unidad 3. En esta última, disminuyen en tamaño y cantidad hacia techo, siendo cada vez más abundantes las astillas. No se han encontrado huesos en conexión anatómica.

Hasta el 2006 se excavó una superficie de 19 m² siendo la densidad espacial media de 6,35 especímenes/m² (relativamente baja comparada con otros yacimientos) si bien existen áreas con una densidad de hasta 40 especímenes/m² (Martín, 2008). Estas acumulaciones (zonas con mayor densidad de especímenes) se encuentran sobre todo en el nivel 3, mientras que la mayoría de elementos están dispersos y se suelen encontrar en el nivel 2 (figura 5.16).

Los huesos con claras morfologías alargadas no muestran una orientación preferente, con buzamientos en general subhorizontales para ambos niveles (inferior a 15° en más del 60% de los casos) (figura 5.15).

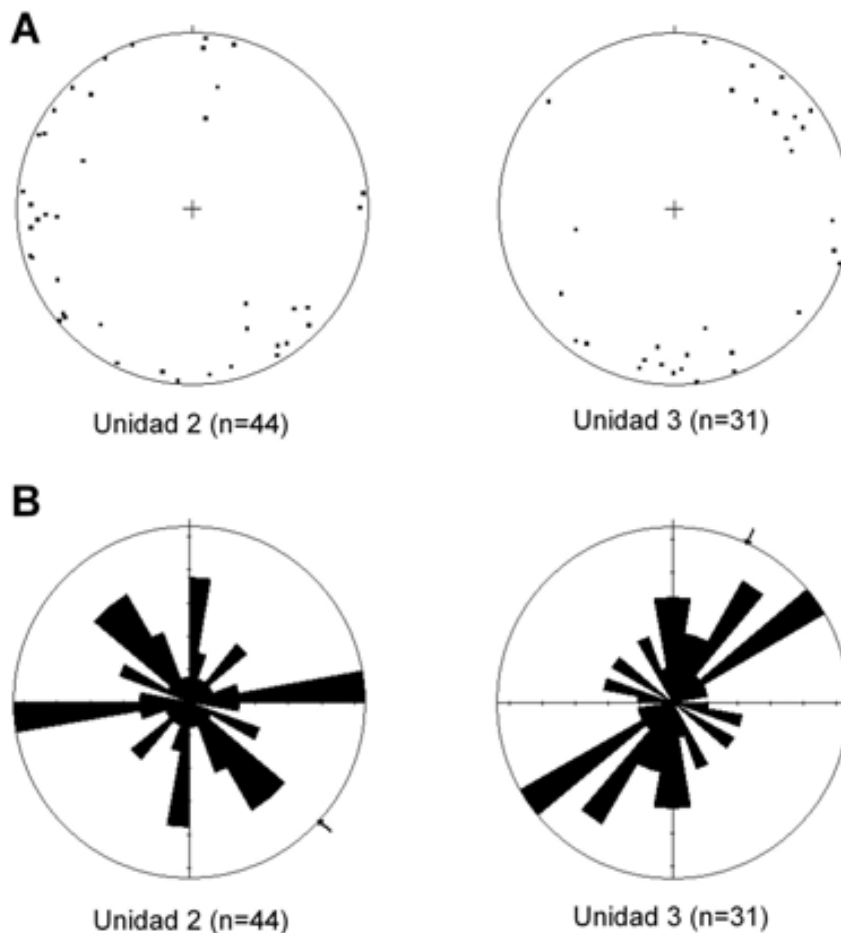


Figura 5.15. Proyecciones estereográficas (A) y diagramas de rosa (B) con las orientaciones de los huesos alargados. En los diagramas de rosa, la clase más abundante corresponde a n=5.

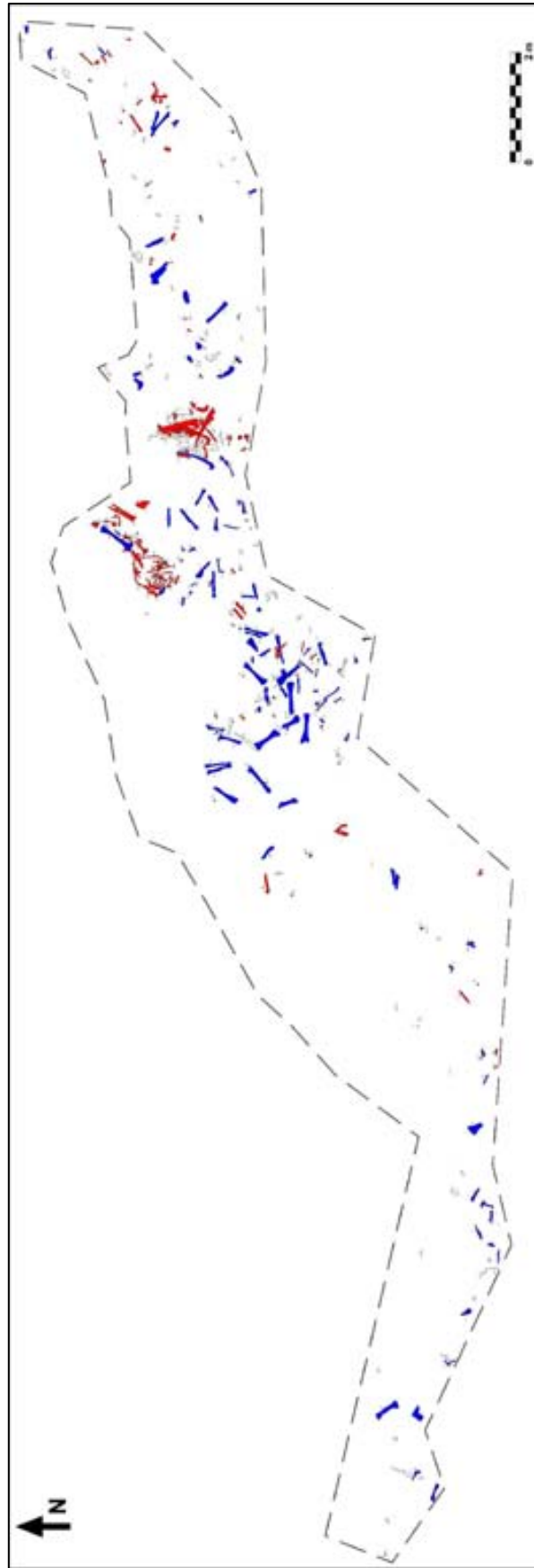


Figura 5.16. Planta del yacimiento de Basturs Poble con los huesos excavados hasta 2007. Se han diferenciado los huesos de la unidad 2 (azul) y los de la unidad 3 (rojo). Los huesos de color blanco corresponden a aquellos de los que no se ha podido establecer la unidad a que pertenecían. La línea discontinua representa el área excavada.

Arquitectura fluvial

La correlación de 26 secciones del área del yacimiento y alrededores (figura 5.17, Anexo 5) muestra las variaciones en lateral de los cuerpos en dirección SW-NE. Como muestra la figura 5.17, la base de la sucesión (35 m) está dominada por arcillas y limos morados (F11) y ocre y verdosos (F7) con abundantes *mottling*, bioturbación y nódulos edáficos de carbonato. Por encima, existe un nivel de brechas calcáreas (F2B) de 1-3 m sobre el cual se encuentran cuerpos granodecrecientes de areniscas de grano fino y limos (F12B), que dominan la parte superior de la sucesión (15-20 m). En algunas zonas en la base de esta unidad, se encuentran depósitos de conglomerados y areniscas de grano grueso (*lag*) y a techo es común encontrar bioturbación. Por encima, a veces aparece un nivel de conglomerados de 1 m de potencia.

Si se observa la figura 5.18 (arquitectura) se aprecia una progradación aparente de los cuerpos de arenisca hacia el NE (superficies de acreción de la *point-bar*). Este sistema fluvial está encajado en sedimentos lacustres.

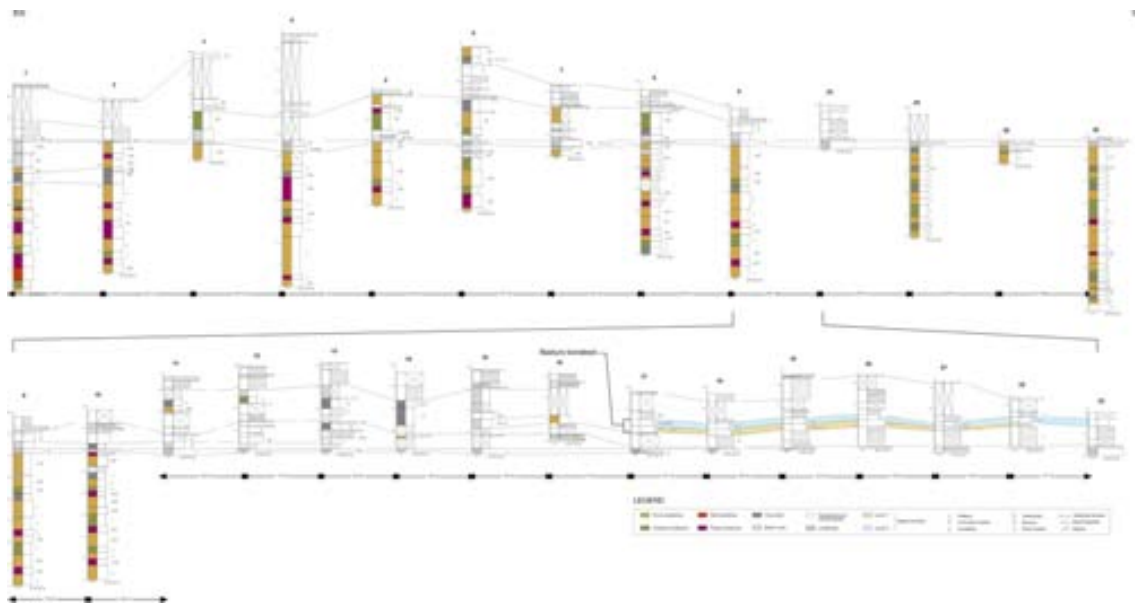


Figura 5.17. Correlación de detalle de 26 secciones del área del yacimiento y alrededores. Las secciones han sido proyectadas todas en un mismo plano (ver versión ampliada y situación de las columnas en Anexo 5).

Todos estos rasgos (secuencia vertical, desarrollo de los paleosuelos en la base de la sucesión y niveles de conglomerados en la base) son característicos de los sistemas fluviales meandriformes de grano fino, que tienen una geometría general similar a la de los ríos meandriformes clásicos pero una carga de sedimento de grano más fino (arcillas, limos y areniscas finas) (Miall, 1985; ver también Miall, 1996). Además, pueden presentar potentes depósitos de llanura de inundación. Lateralmente, estos sedimentos

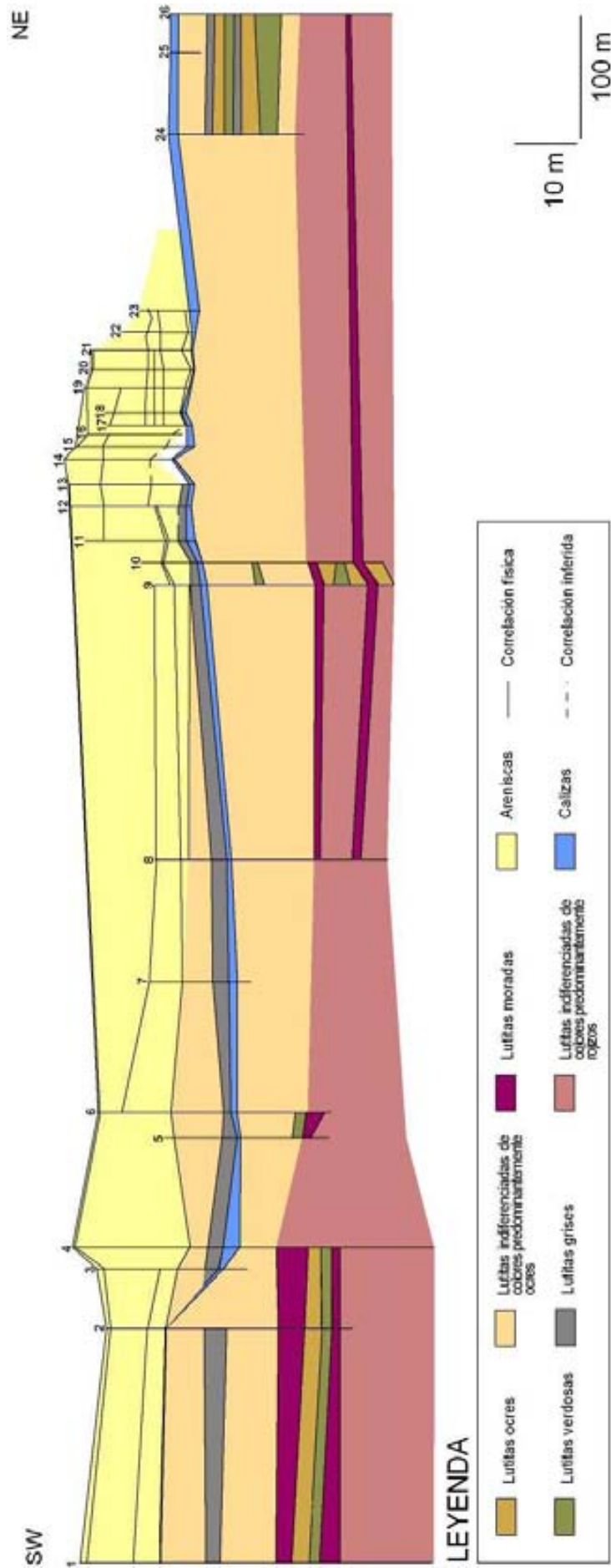


Figura 5.18. Correlación a escala de 26 secciones del área del yacimiento y alrededores. Las secciones han sido proyectadas todas en un mismo plano.

pasan a depósitos marinos con influencia mareal. Existen muchos otros ejemplos de facies de este tipo en el área de estudio (figura 5.19). Este sistema fluvial es característico de ambientes estuarinos de baja energía, en los cuales los ríos pueden estar sujetos a una influencia mareal (Smith, 1987; Thomas et al., 1987; Zaitlin et al., 1994; Miall, 1996).

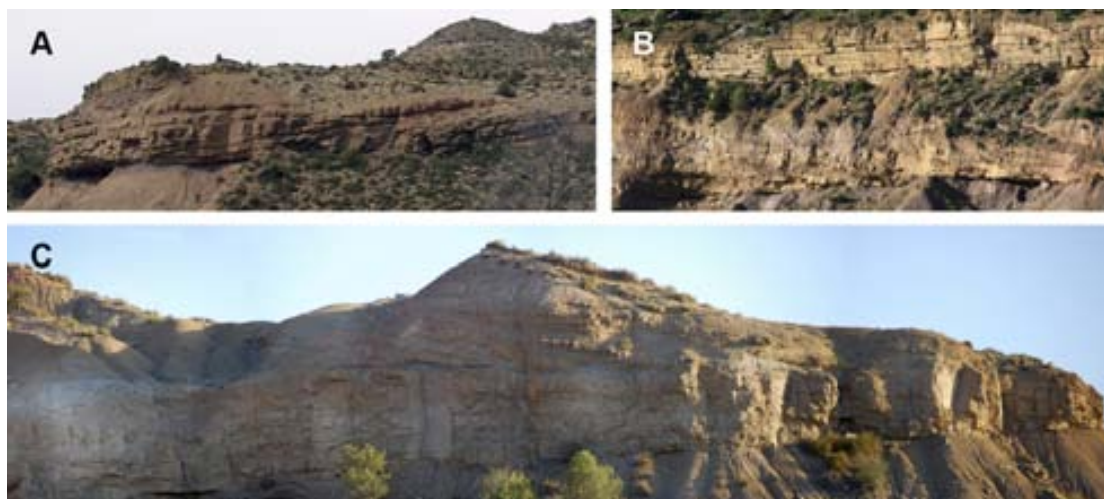


Figura 5.19. Ejemplos de facies fluviales meandriformes en el sector oriental del sinclinal de Tremp. **A, B.** Acreciones laterales en uno de estos cuerpos (Tossal de la Doba). **C.** Se observan acreciones laterales en el cuerpo de arenisca, en las lutitas grises suprayacentes se localiza el yacimiento de Molí del Baró-1, interpretado como un *oxbow lake*.

5.2.3. Yacimientos del Maastrichtiense terminal

La particularidad de los yacimientos que se detallan a continuación reside en que se encuentran en una posición muy alta dentro de la sucesión, generalmente muy pocos metros por debajo de las Calizas de Vallcebre y equivalentes laterales y, por lo tanto, pertenecen al Maastrichtiense terminal. Los yacimientos de Costa Roia y Els Cingles del Boixader son los yacimientos más altos de las sucesiones del sinclinal de Tremp y del de Vallcebre, respectivamente. El tercer ejemplo, La Mata del Viudà, aún no siendo el más alto, se encuentra entre los más altos del sinclinal de Àger y por ello ha sido tradicionalmente estudiado. Las tres localidades son ejemplos de yacimientos con huellas de dinosaurios ornitópodos en areniscas, si bien de diferentes características.

5.2.3.1. Costa Roia

El yacimiento de Costa Roia se encuentra en la unidad roja inferior del sinclinal de Tremp, 24 metros por debajo de los equivalentes laterales de las Calizas de Vallcebre (ver Anexo 2A). La columna en detalle en que se sitúa el yacimiento está formada, en la base, por niveles de lutitas rojas (F10), ocres

(F7) y moradas (F11) con mottling y algunos nódulos edáficos de carbonato. En la parte media y alta se encuentran niveles de areniscas de grano fino a medio, de color ocre y rojizo, con mottling morado y rojo de núcleo gris, muy bioturbados y con presencia de *Naktodemasis bowni*. En estos niveles es común encontrar huellas de dinosaurio y fragmentos de huesos transportados. La sucesión culmina en la parte superior en niveles de calizas *mudstone-wackestone* de color gris oscuro con restos de bioclastos (F2A) intercaladas con lutitas moradas blanquecinas (F11) con nódulos edáficos de carbonato y rizoacreciones, dando lugar a algunos horizontes de calcretas.

Los niveles con huellas están formados por areniscas de grano medio a grueso, muchas veces con pasadas más gruesas de microconglomerados, de color ocre o rojizo (figura 5.19). Presentan *mottling*, a veces muy abundante, de color morado y/o rojo con el núcleo gris y superficies de acreción lateral, lo que hace que su techo sea muy ondulado. A menudo contienen nódulos ferruginosos y fragmentos de huesos muchas veces recubiertos de una costra también ferruginosa. Las bioturbaciones son abundantes y suelen tener forma de tubo y además suele encontrarse la icnoespecie *N. bowni*. Se trata de canales de tipo meandriforme.

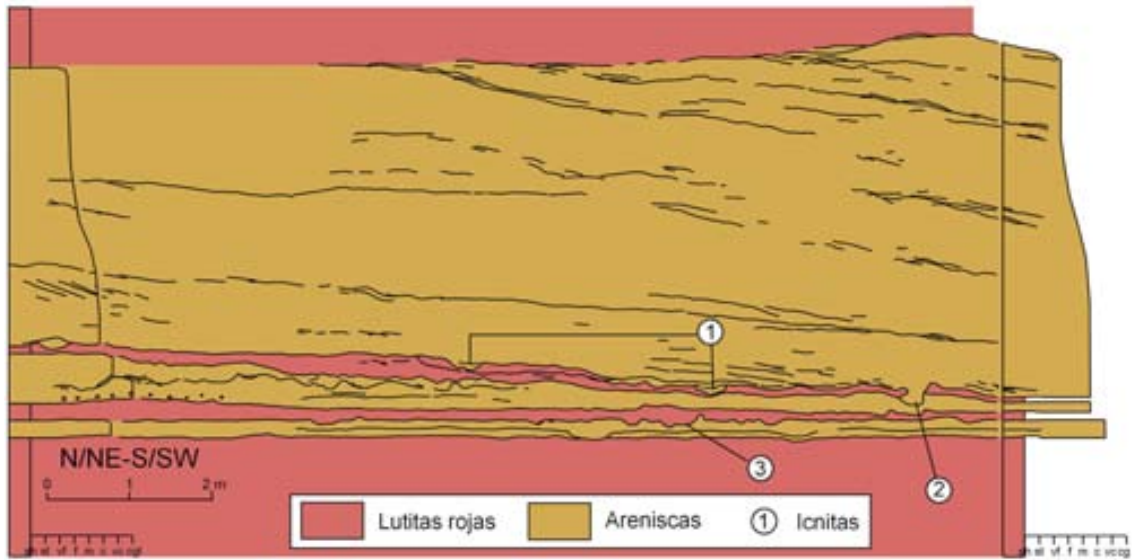
Las huellas han sido atribuidas a dinosaurios ornitópodos (Vila et al., 2006) y se hallan en el interior de los canales. En éstos es común encontrar niveles continuos de grano más fino (arcillas y limos) de 10-25 cm de potencia intercalados entre las superficies de acreción lateral. Las huellas se produjeron en estos niveles más finos que posteriormente se rellenaron con la arenisca de la siguiente acreción (figura 5.19).

5.2.3.2. Els Cingles del Boixader

El yacimiento de Els Cingles del Boixader (B-FUM01) se encuentra en la unidad roja inferior del sinclinal de Vallcebre, en los niveles de Arenisca con reptiles, 14 m por debajo de las Calizas de Vallcebre (ver Anexo 2A). Está localizado en la mitad superior del C29r. La sucesión local del yacimiento la forman 7 m de areniscas de grano grueso y microconglomerados intercalados con arcillas moradas y culmina con los niveles de Calizas de Vallcebre.

Los niveles con huellas están formados por areniscas de grano grueso con pasadas de grano muy grueso y microconglomerados que presentan estratificación cruzada a media y gran escala (figura 5.19). Carecen de secuencias granodecipientes y superficies de acreción lateral. Se trata de un sedimento maduro texturalmente y litológicamente depositado bajo un régimen hídrico de alta energía (Oms et al., 2007) y se interpretan como canales de tipo *braided*. Intercalados, existen algunos niveles discontinuos de arcillas de 5-15 cm de espesor, donde se encuentran las huellas, que se rellenaron de arenisca por los eventos posteriores (figura 5.19). Las huellas se han atribuido a ornitópodos (Vila et al., 2006). En estos niveles, además se encuentran fragmentos de huesos no determinables.

Costa Roia



Cingles del Boixader

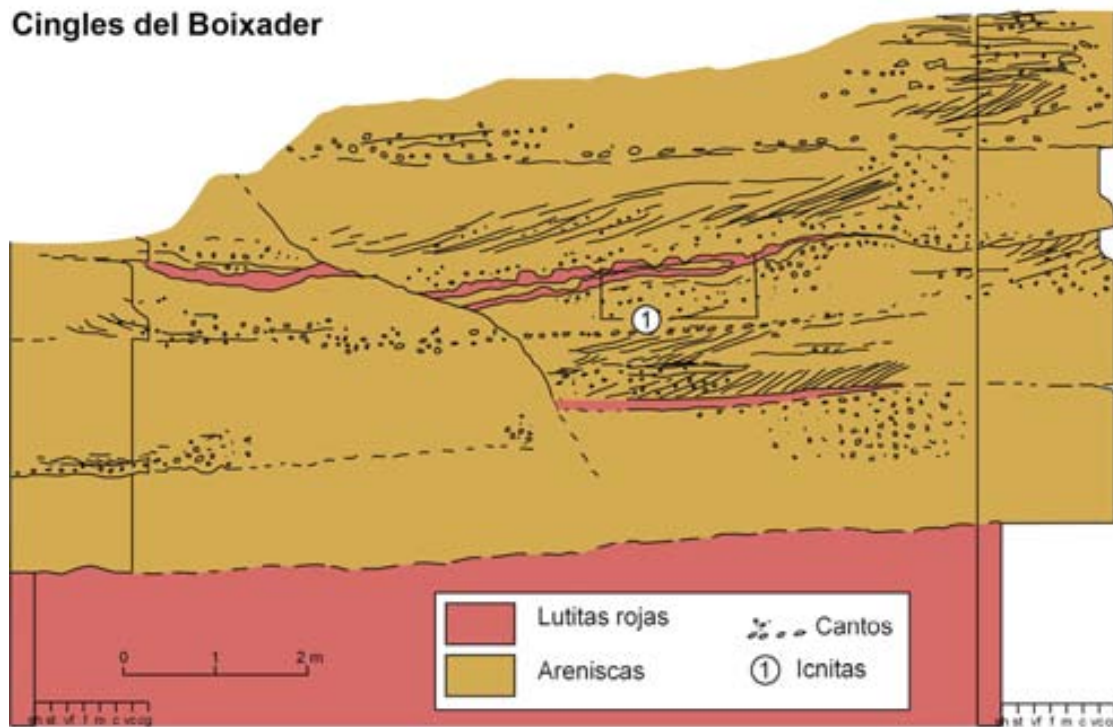


Figura 5.19. Cortes de los yacimientos de Costa Roia y Cingles del Boixader. En el yacimiento de Costa Roia las icnitas se encuentran preservadas de tres maneras: (1) como moldes de arenisca entre arcillas, (2) como moldes de arenisca en contacto con arenisca y (3) como moldes de arcilla en arenisca, mientras que en el de Cingles del Boixader sólo se encuentran del primer tipo. En ambos casos las huellas se produjeron en los niveles de arcilla, por donde caminaban los dinosaurios.

5.2.3.3. Mata del Viudà

El yacimiento de la Mata del Viudà se encuentra en el sinclinal de Àger, en la parte más alta de la unidad roja inferior. También se le conoce como Corçà, Mas de Saurí o Millà. Se ha situado unos 25 m por debajo del intervalo del límite K/T, correlacionado con la base del C29r (López-Martínez et al., 1998). La sucesión local del yacimiento la forman unos 5 m de areniscas de color ocre rojizo de grano medio a grueso. Éstas se encuentran entre un intervalo cubierto de arcillas.

Los niveles con huellas están formados por areniscas de grano medio a grueso con pasadas de microconglomerados y con estratificación cruzada que se interpreten como canales de tipo meandriforme (figura 5.20). Intercalados, se encuentran algunos niveles continuos de limos de color ocre laminados en cuya base ocasionalmente se encuentran *ripples* y pequeños fragmentos de hueso. Las huellas se encuentran deformando estos niveles, como hiporelieves convexos de arenisca (figura 5.20). Se han encontrado 8 huellas pertenecientes a un rastro de un ornitópodo de gran tamaño (Llompart, 1979).

5.2.4. Otros yacimientos

5.2.4.1. Lo Bas-1

El yacimiento de Lo Bas-1 se encuentra en la unidad roja inferior de la parte oriental del sinclinal de Tremp (Conca Dellà), unos 155 metros por encima del contacto con la Fm. Arenisca de Arén. En detalle, la sucesión que contiene al yacimiento está formada por (figura 5.20):

1. Limos morados con nódulos edáficos de carbonato. En su parte superior (últimos 75 cm) adquieren una tonalidad más ocre.
2. Limos y areniscas de grano fino-medio de color azulado con pasadas de grano más grueso. Tienen nódulos edáficos retrabajados, restos vegetales (troncos, semillas) y gasterópodos.
3. Arenisca de grano fino con *mottling* ocre de techo irregular. También tiene abundantes nódulos edáficos retrabajados y restos vegetales. En algunas partes se encuentran grandes acumulaciones de nódulos edáfico formando niveles microconglomeráticos, que suelen tener morfologías irregulares y poca continuidad en afloramiento. Hacia el oeste esta unidad pierde potencia y lateralmente pasa a un nivel de lutitas moradas, mientras que hacia este es más potente y puede contener cantos de tamaños de hasta 2-3 cm.
4. Arenisca de grano fino de color azulado. Presenta laminación cruzada y contiene nódulos edáficos retrabajados y huesos fósiles.

Los niveles excavados son 2 y 3 (figura 5.20). En la unidad 2 se encuentran abundantes huesos y dientes fósiles y en la 3 huesos y algunos fragmentos de cáscara de huevo. Los huesos la unidad 2 aparecen más enteros mientras que los del nivel 3 acostumbran a ser fragmentos. Los restos encontrados que se han podido determinar pertenecen a titanosaurios, hadrosaurios y cocodrilos (Riera et al., 2009b).

Se dispone de escasos datos de orientaciones de los huesos de morfología alargada. Los huesos de la capa 2 se encuentran con inclinaciones subhorizontales (n=2) mientras que los de la capa 3 con inclinaciones tanto horizontales como verticales y sin una orientación preferente (n=8).

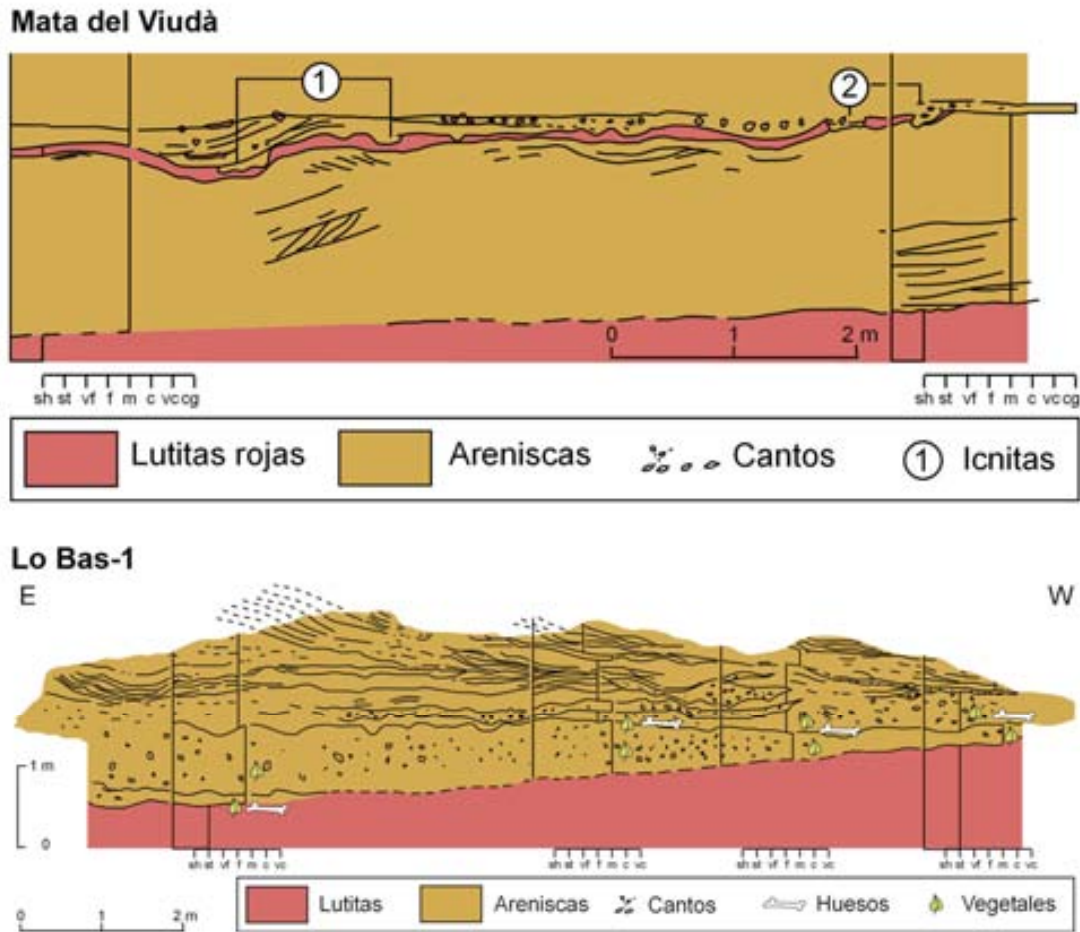


Figura 5.20. Cortes de los yacimientos de Mata del Viudà y Lo Bas-1. En el yacimiento de la Mata del Viudà las icnitas se encuentran preservadas de dos maneras: (1) como moldes de arenisca entre arcillas y (2) como moldes de arenisca en contacto con arenisca. Las huellas se produjeron en los niveles de arcilla, por donde caminaban los dinosaurios. En el yacimiento de Lo Bas-1 se encuentran huesos y fragmentos vegetales en dos niveles: uno inferior más masivo y con abundantes nódulos edáficos retrabajados y uno superior más laminado con algunos intervalos más gruesos.

Capítulo 6

Sucesión paleontológica

6.1. Sinclinal de Vallcebre

6.1.1. *Sucesión de yacimientos*

A partir de la correlación de 44 yacimientos en el panel de correlación (ver Anexo 2A) y la integración de su contenido paleontológico se ha podido establecer la sucesión de la tabla 6.1. Los datos del yacimiento de Peguera se han extraído de Pereda-Suberbiola et al. (2003a) y los del resto de yacimientos de Bravo et al. (2005), Vila et al. (2005, 2006, 2008a, 2009a, 2010) y Vila et al. (en revisión).

YACIMIENTOS	FACIES	TAXONES Y PARATAXONES DE DINOSAURIOS								
		SAURISCHIA		ORNITHISCHIA	VETEROVATA				ICNITAS	
		Sauropoda	Theropoda	Ornithopoda	Megaloolithidae				Saurisposas	Ornithopodas
		Tarpsosuria Inbet. forma 1	Thromaeosauridae inbet.	Hadrosauria Inbet.	Megalolithus sp.	M. singular	M. cf. singular	M. mammillare	M. cf. mammillare	
Peguera	C29r F12B,C			X						
B-FUM01	C29r F12B,C									X
E-MUN10	F2B								X	
E-MUN09	F12B				X					
E-MUN08	C30n F12B				X					
E-MUN07	F12B				X					
E-MUN06	F12B				X			X		
J-BAR01	F12B				X					
J-BAR03	C31n F12B							X		
P2-COL01/Peguera-1	F7,F12B	X	X	X				X	X	
N-MAÇ03	F7							X		
N-MAÇ17	F12C					X				
N-MAÇ18	F8					X				
N-MAÇ16	F7						X			
N-MAÇ15	F8					X				
N-MAÇ14	F10					X				
E-MUN02	F7					X				
N-MAÇ13	F7					X				
N-MAÇ02	F10					X				
N-MAÇ12	F7					X				
E-MUN01	F8					X				
N-MAÇ07	F7					X				
E-MUN03	F5B					X				
N-MAÇ08	F7					X				
B-FUM10	F6					X				
I-COM04	C31r F4					X				
N-MAÇ11	F7					X				
N-MAÇ10	F8					X				
I-COM09	F4					X				
N-MAÇ06	F7					X				
N-MAÇ09	F7					X				
N-MAÇ04	F7					X				
A-FIG05	F4					X				
L-ESP10	F12B					X				
L-ESP11	F5A									X
Mina Esquirol-3	F2A								X	
Mina Esquirol-2	F2A								X	
TR44,7	F2A								X	
E-MUN05	F6					X				
Mina Esquirol-1	F2A								X	
FS7	F2A								X	
TR42,8	F2A								X	
TR 42,5	F2A								X	
Fumanya	C32n.1n F2A								X	

Tabla 6.1. Sucesión de yacimientos del sinclinal de Vallcebre. Los datos relativos al yacimiento de Peguera se han obtenido a partir de Pereda-Suberbiola et al. (2003a) y los del resto de yacimientos a partir de Bravo et al. (2005), Vila et al. (2005, 2006, 2008a, 2009a, 2010) y Vila et al. (en revisión). La magnetoestratigrafía se ha obtenido de Oms et al. (2007).

6.1.2. Sucesión de dinosaurios

El registro de vertebrados del sinclinal de Vallcebre está formado por cocodrilos, tortugas, batoideos y dinosaurios (Vila et al., 2008a, 2009a). Los cocodrilos están representados por dientes aislados y elementos postcraneales que aparecen en diferentes niveles a lo largo de la sucesión (Vila et al., 2008). Por lo que respecta a las tortugas, se han encontrado fragmentos periféricos de caparazón y placas neurales parciales del género *Solemys* muy poco transportados en la *overbed* inferior en contacto con el nivel de los cementos, lo que implica que algunas especies de este género vivirían en un medio de agua salobre (Marmi et al., 2009). En lo referente a los batoideos, se han encontrado espinas caudales atribuidas a miliobatiformes (Marmi et al., en prensa). Sin embargo, los taxones de dinosaurios son los más abundantes y están compuestos por titanosaurios, dromeosaurios y hadrosaurios (Vila et al., 2009a).

6.1.2.1. Saurópodos

Los saurópodos son el grupo de dinosaurios mejor representado ya que los restos más abundantes son huellas y rastros de éstos. Se encuentran en los niveles más basales de la Fm. Tremp, junto a cocodrilos, tortugas y batoideos. Dichas huellas y rastros son abundantes en los yacimientos de Fumanya (Le Loeuff y Martínez 1997; Schulp and Brokx, 1999; Vila et al., 2005, 2008a; Bates et al., 2008a, b). Se conocen al menos cuatro niveles con huellas que afloran en esta localidad (Fumanya, Mina Esquirol-1, 2, 3; ver tabla 6.1), el primero de los cuales (Fumanya) contiene alrededor de 3.500 huellas agrupadas en más de 40 rastros (Vila et al., 2008a) atribuidas a titanosaurios por ser los únicos saurópodos de los cuales se habían encontrado evidencias óseas en el sur de Europa (Le Loeuff y Martínez, 1997; Schulp y Brokx, 1999). Basándose en estudios posteriores sobre las características de los rastros (rastros de tipo extremadamente ancho) algunos autores precisan su atribución a la de titanosaurios avanzados (Wilson y Carrano, 1999; Vila et al., 2008a). Aunque éste es el nivel más estudiado, existen por encima otros niveles con huellas aisladas y rastros de saurópodo en los crones C31r (TR 42,5; TR 42,8; FS7; Mina Esquirol-1, 2, 3; TR 44,7) y C30n (E-MUN10) (ver tabla 6.1).

Los únicos restos óseos de saurópodos se encuentran en el yacimiento de Peguera-1, situado alrededor del límite C31r-C31n (tabla 6.1). Se trata de huesos postcraneales desarticulados, principalmente huesos incompletos de las extremidades, entre los que destacan un húmero y un fémur de 120 y 160 cm de longitud respectivamente (Vila et al., 2009a). El estado de preservación de la mayoría de los huesos no permite una atribución sistemática más precisa que Titanosauria indet. (Vila et al., 2009b). No obstante, también se ha citado un arco neural de una vértebra de saurópodo en el anticlinal de Campllong, en los niveles de la Arenisca con reptiles (Ullastre y Masriera, 1998).

Por otro lado, se encuentran numerosos niveles con huevos del oógeno *Megaloolithus*. Tras el descubrimiento de embriones *in ovo* en la localidad de Auca Mahuevo en Argentina, la oofamilia Megaloolithidae Zhao

1979, ha sido atribuida a saurópodos titanosaurios (Chiappe et al., 1998). Sin embargo, el registro oológico se discute aparte (apartado 6.2.4.4.).

En términos de diversidad de saurópodos, los estudios de los rastros y huesos postcraneales sólo permiten establecer la presencia de titanosaurios de tamaño medio a grande en los niveles inferiores (yacimientos de huellas de Fumanya) y de tamaño grande en los superiores (Peguera-1) (Vila et al., 2009b).

6.1.2.2. Terópodos

El yacimiento de Peguera-1 (tabla 6.1) ha proporcionado los únicos restos de terópodos del sinclinal de Vallcebre. Se trata de una treintena de dientes serrados de pequeño tamaño que en general presentan coronas con dimensiones de 10 a 14 mm y forma curvada distalmente (Vila et al., 2007; Poza, 2008; Vila et al., 2009a). En general, las dos carenas de los dientes presentan pequeños dentículos aunque en algunos ejemplares sólo se observan en la carena distal (Vila et al., 2008b). Se han atribuido a diversos morfotipos de terópodos dromeosaurios (Vila et al., 2007; Poza, 2008; Vila et al., 2009a). Además, en el yacimiento de Fumanya Sud se ha descrito, con ciertas reservas, un rastro de terópodo (Vila et al., 2004).

6.1.2.3. Ornitópodos

Los restos óseos de ornitópodos encontrados hasta ahora en el sinclinal de Vallcebre son escasos y se atribuyen en su totalidad a hadrosaurios (tabla 6.1). En la localidad de Peguera-1, alrededor del límite C31r-C31n, se han encontrado algunos de estos restos. Además se ha citado un fémur derecho fragmentario perteneciente también a este grupo en el yacimiento de Peguera (Pereda-Suberbiola et al., 2003a), que se sitúa en la Arenisca con reptiles (C29r).

Las huellas ornitópodas se encuentran en diferentes niveles dentro de la sucesión (tabla 6.1). Así, se ha citado presencia de éstas en la unidad gris en la localidad L-ESP11 (Vila et al., 2006), situada en el C31r, y en la Arenisca con reptiles (B-FUM01; Vila et al., 2006), situada en el C29r. Además, se han citado otras huellas ornitópodas en localidades cercanas al límite K/T (La Pleta; Vila et al., 2006).

6.1.2.4. Huevos

El sinclinal de Vallcebre contiene un importante registro de huevos y puestas de dinosaurio incluyendo múltiples puestas de huevos *in situ* (Vila et al., 2010) formado por 32 niveles a lo largo de los cronos C31 y C30 (tabla 6.1). Los ejemplares encontrados se han atribuido a las ooespecies *Megaloolithus siruguei*, *M. mammilare* y a *Megaloolithus* sp. (Bravo et al., 2005; Vila et al., en revisión). En la tabla 6.1 se puede observar una clara sucesión de ooespecies. Así, en la parte baja y media de la sucesión domina *M. siruguei* mientras que en la superior *M. mammilare* y por encima *Megaloolithus* sp. El reemplazamiento de *Megaloolithus siruguei* por *Megaloolithus mamillare* se

produce alrededor del cambio de polaridad C31r-C31n (Vila et al., en revisión). La presencia de huevos atribuidos a *Megaloolithus sp.* por encima de *M. siruguei* y *M. mamillare* en niveles del Maastrichtiense superior podría indicar que corresponden a la ooespecie *M. pseudomamillare* como sucede en las sucesiones francesas (García y Vianey-Liaud 2001a), aunque sería necesaria una revisión del material (Vila et al., en revisión).

El estudio de la geometría de las puestas y la tafonomía de los huevos de las mismas ha aportado nuevos datos sobre el modo de nidificación y parecen indicar que las puestas se realizaron en hoyos poco profundos excavados en el sustrato y los huevos se incubaron bajo una cubierta de sedimentos (Vila et al., 2010).

6.2. Sinclinal de Coll de Nargó

6.2.1. Sucesión de yacimientos

A partir de la correlación de 35 yacimientos en el panel de correlación (ver Anexo 2B) y la integración de su contenido paleontológico se ha podido establecer la sucesión de la tabla 6.2. Dado que el panel muestra importantes estructuras de crecimiento, para hacer la proyección de los yacimientos en una misma vertical con el fin de establecer su sucesión se han reducido o ampliado las columnas, según el caso, hasta que las líneas de correlación inferior (C1 o C2) y superior (C9) estuvieran horizontales para así hacer comparable la potencia de las columnas. Por ello sólo ha sido posible utilizar, para construir la sucesión, los datos de las columnas C1-C4. Además, datos propios situados en la sección C7 no se han podido incluir por este motivo. Tampoco se han incorporado los datos de ooespecies de otros autores por las discrepancias existentes sobre la parataxonomía de los huevos en esta zona (Vila et al, 2009c). Los 16 yacimientos de Sallent se han incluido en una tabla aparte al no ser posible integrarlos con el resto de los del sinclinal de Coll de Nargó (ver apartado 4.3.1).

		TAXONES Y PARATAXONES DE DINOSAURIOS				
		VETEROVATA			ICNITAS	
		Megaloolithidae				
YACIMIENTOS	FACIES	Veterovata indet.	M. sirugueli	M. cf. sirugueli	?M. mammillare	Saurópodos
P-156	F5B				X	
P-152	F12B	X				
P-147	F12B		X			
P-144	F10		X			
P-143	F10		X			
P-140	F10			X		
P-139	F12B			X		
P-138	F12B			X		
P-137	F12B		X			
P-135	F10		X			
P-134	F10		X			
P-136	F5B		X			
P-133	F10		X			
P-131	F10		X			
P-130	F10		X			
P-129	F5B		X			
P-128	F12B		X			
P-127	F10		X			
P-126	F10			X		
CB-1B	F12B	X				
P-122	F12B			X		
P-121	F10		X			
P-120	F10			X		
P-118	F12B		X			
18E02,03	F10		X			
18E01	F10		X			
18E04	F12B		X			
17E01-05	F10		X			
P-115	F12B		X			
CB-1C	F12B				X	
P-112	F10		X			
P-111	F5A		X			
P-109	F5A		X			
P-100	F6		X			
La Passarel·la	F2A					X

Tabla 6.2. Sucesión de yacimientos del sinclinal de Coll de Nargó. Los yacimientos 17E01-05, 18E04, 18E01 y 18E02,03 se han tomado de Jackson (2007) y el de La Passarel·la de Vila et al. (2006). El resto de atribuciones parataxonómicas han sido realizadas por A. Garcia. Las localidades de Sallent se incluyen en la tabla 6.3.

		TAXONES Y PARATAXONES DE DINOSAURIOS		
		VETEROVATA		
		Megaloolithidae		
YACIMIENTOS	FACIES	<i>M. sinuipal.</i>	<i>M. cf. sinuipal.</i>	<i>Veterovata indet.</i>
SA-21	F9			X
SA-20	F9			X
SA-18	F9			X
SA-17	F9	X		
CB-3F	F9	X		
SA-16sup	F12C	X		
SA-16inf	F12C	X		
CB-3E	F9		X	
SA-15	F12C	X		
SA-10	F9		X	
SA-07	F9		X	
SA-08, CB-3D	F9	X	X	
SA-09	F9		X	
CB-3A,B,C	F9		X	X

Tabla 6.3. Sucesión de yacimientos de Sallent (sinclinal de Coll de Nargó). Las atribuciones parataxonómicas han sido realizadas por A. Garcia.

6.2.2. Sucesión de dinosaurios

Los restos de dinosaurios del sinclinal de Coll de Nargó están constituidos principalmente por huevos (Vila et al., 2009c) aunque también se han encontrado algunos fragmentos de huesos no identificables y, , huellas. En las margocalizas de la base de la unidad gris además se han encontrado restos de batoideos.

6.2.2.1. Saurópodos

Aparte del rico registro oológico del sinclinal de Coll de Nargó, los únicos restos de saurópodos encontrados corresponden a huellas en el techo de las margocalizas de la base de la unidad gris (yacimiento de La Passarel·la; Vila et al., 2006).

6.2.2.2. Huevos

El registro oológico del sinclinal de Coll de Nargó está formado por numerosas localidades con abundantes niveles con huevos y puestas, por lo que se ha realizado un gran número de estudios sobre parataxonomía, pautas de nidificación, tafonomía, microestructura y demás aspectos de los huevos (Erben et al., 1979; Ashraf y Erben, 1983; Sander et al., 1998; López-Martínez, 2000b; Peitz, 2000; López-Martínez, 2003a; Panadès i Blas, 2005; Escuer et al., 2006; Jackson, 2007; Jackson et al., 2008; Sander et al., 2008; ver Vila et al., 2009c). La mayoría de dichos estudios se han centrado en la localidad de Pinyes, donde la casi totalidad de los huevos pertenecen a la ooespecie

Megaloolithus siruguei, muestran formas elipsoidales debido a la deformación tectónica y se agrupan en puestas en forma de cuenco de 15 o más huevos (Jackson, 2007; Vila et al., 2009c). La forma de las puestas, como las del yacimiento de La Font del Bullidor en el sinclinal de Vallcebre (Vila et al., 2010), y los valores de conductancia de los huevos de Pinyes corroboran la hipótesis de que éstos fueron enterrados (Jackson et al., 2008).

De modo general, los huevos estudiados pertenecen a la ooespecie *Megaloolithus siruguei* (tabla 6.2) aunque algunos ejemplares, por su estado de preservación, no han podido ser clasificados y otros han sido atribuidos, con ciertas reservas, a *M. mammilare* (A. Garcia, comunicación personal). Aunque no incluidos en la sucesión por problemas de proyección (ver apartado 6.2.1), las muestras CU-1 a CU-8 situadas en la columna C7 así como las de Sallent (tabla 6.3) también pertenecen a *M. siruguei* (A. Garcia, comunicación personal).

6.3. Sinclinal de Temp

6.3.1. Sucesión de yacimientos

A partir de la correlación de 43 yacimientos en el panel de correlación (modificada y ampliada de Riera et al., 2009b; ver Anexo 2A) y la integración de su contenido paleontológico se ha establecido la sucesión de la tabla 6.4. No obstante, la posición relativa de los yacimientos que se encuentran en los niveles de areniscas de la parte más alta de la sucesión podría admitir algunas variaciones ya que se trata de niveles amalgamados y con abundantes acreciones laterales. La distribución vertical de yacimientos es bastante homogénea aunque se concentran más en los canales de areniscas de la parte alta, que en conjunto forman un nivel de notables extensión lateral y potencia. Los datos de los yacimientos no incluidos en Riera et al., (2009b) se han obtenido a partir de Barco et al. (2001) para el yacimiento de Areny-1; López-Martínez et al. (2001), Cruzado-Caballero et al. (2005) y Pereda-Suberbiola et al. (2009a, b) para los de Blasi-1 a Blasi-5; Vila et al. (2006) para el de Costa Roia; Canudo (2001) para el de Serraduy; Dalla Vecchia et al., (en preparación) para el de Serrat del Rostiar-3; López-Marínez et al. (2000) para el de Biscarri; Vila et al. (2009b) para el de Presa de Tremp y Llompert (2006) para los de Moror A y B.

Página siguiente. Tabla 6.4. Sucesión de yacimientos del sinclinal de Tremp. Los datos de los yacimientos no incluidos en Riera et al., (2009b) se han obtenido a partir de Barco et al. (2001) para el yacimiento de Areny-1; López-Martínez et al. (2001), Cruzado-Caballero et al. (2005) y Pereda-Suberbiola et al. (2009a,b) para el de Blasi-1 a 5; Vila et al. (2006) para el de Costa Roia; Canudo (2001) para el de Serraduy; Dalla Vecchia et al., (en preparación) para el de Serrat del Rostiar-3; López-Marínez et al. (2000) para el de Biscarri; Vila et al. (2009b) para el de Presa de Tremp y Llompert (2006) para los de Moror A y B. Para los yacimientos de Basturs-1,2 y L'Abeller existen diferentes atribuciones parataxonómicas según los distintos autores (X¹ atribución según Vianey-Liaud y López-Martínez,1997; X² según Sander et al., 1998).

6.3.2. Sucesión de dinosaurios

El registro de vertebrados del sinclinal de Tremp es muy diverso y está formado por peces (Liebau, 1973; Soler-Gijón y De la Peña, 1995; Soler-Gijón y López-Martínez, 1995; De la Peña y Soler-Gijón, 1996; López-Martínez et al., 2001; Martinell et al., 2001; Kriwet et al., 2007), cocodrilos (López-Martínez et al., 2001; Vila et al., 2006; Gaete et al., 2009), tortugas (Murelaga et al., 1998; López-Martínez et al., 2001; Vila et al., 2006; Gaete et al., 2009), escamosos (López-Martínez et al., 2001) y, recientemente, se ha citado la presencia de pterosaurios (Dalla Vecchia et al., en preparación). Sin embargo, los restos más abundantes son los de dinosaurios, entre los que se encuentran saurópodos, terópodos, hadrosaurios, lambeosaurios y nodosaurios (López-Martínez et al., 2001; Pereda-Suberbiola et al., 2009a; Riera et al., 2009b).

6.3.2.1. Saurópodos

Los restos óseos de titanosaurios son comunes en los depósitos de la parte inferior de la sucesión (tabla 6.4), en la Fm. Arén (Costa de Santa Llúcia, Presa de Tremp) y en la unidad gris de la Fm. Tremp (Orcau-2, Els Nerets y Orcau-3). También se encuentran titanosaurios en el yacimiento de Serraduy (Canudo, 2001) y saurópodos indeterminados en Blasi-2 (López-Martínez et al., 2001), ambos en la unidad gris aunque en una posición más alta que los otros yacimientos debido a la heterocronia del techo de la Fm. Arén y la unidad gris (tabla 6.4, ver Anexo 2A). También se encuentran ocasionalmente restos en la parte media (Lo Bas-1) y en la parte alta (Molí del Baró-2) de la sucesión, en la unidad roja inferior (tabla 6.4). Se han citado restos óseos en el yacimiento de l'Estanyó (Masriera y Ullastre, 1988).

Las huellas de saurópodos son frecuentes en las calizas de la unidad gris (yacimiento Orcau-2) aunque también se encuentran en la parte más alta de la sucesión asociadas con canales de areniscas (yacimiento Barranc de Guixers), unos pocos metros por debajo del intervalo donde se sitúa el límite K/T (tabla 6.4). La Fm. Arén y la parte baja de la Fm. Tremp a menudo contienen huevos y puestas de la oofamilia Megaloolithidae (Basturs-1 y 2 y L'Abeller), que en Sudamérica han sido atribuidos a saurópodos titanosaurios (Chiappe et al., 1998). Aunque las evidencias de saurópodos se han registrado también en la unidad roja inferior, son más frecuentes en las asociaciones de facies de ambientes transicionales (unidad gris).

En términos de diversidad de saurópodos, se pueden reconocer al menos dos formas: una de ellas (Molí del Baró-2) es de pequeño tamaño mientras que la otra (Orcau-1¹) es de gran tamaño. Los dos especímenes son morfológicamente distintos, por lo que se puede descartar que el de menor tamaño (Molí del Baró-2) sea una forma juvenil del de mayor tamaño (Orcau-1) (Riera et al., 2009b). Además, probablemente se distinguen dos formas más, una en el yacimiento de Presa de Tremp, de tamaño mediano, y otra en

¹ El yacimiento de Orcau-1 no está representado en el panel de correlación porque su localización es poco precisa por las vagas referencias en Lapparent y Aguirre (1956a, b; 1957) y Ardèvol et al. (1995).

Serraduy, de mayor tamaño, ambas diferentes de la del Molí del Baró-2 (Vila et al., 2009b).

6.3.2.2. *Terópodos*

Los restos de terópodos más frecuentes son los dientes (Molí del Baró-1, Cabana de Gori-1, Blasi-2 y 3) aunque también se encuentran huesos (Costa de la Serra-2 y Els Nerets). Recientemente se han descrito huellas terópodas en Moror, en el flanco sur del sinclinal (Llompert, 2006) y posibles fragmentos de huevos de tipo Prismaticoolithidae atribuidos a dinosaurios terópodos (Basturs-2; Díaz Molina et al., 2007). Así, se encuentran evidencias de terópodos a lo largo de toda la sucesión tanto en la Fm. Arén como en la Fm. Tremp (tabla 6.4).

Se han identificado al menos diez formas diferentes de terópodos: Coelurosauria indet. y cf. Dromaeosauridae indet. morfotipo 4 del yacimiento de Vicari-4 (Torices et al., 2004); Theropoda indet., Coelurosauria indet. y cf. Dromaeosauridae indet. morfotipos 3 y 4 del yacimiento de Montrebei² (Torices et al., 2004); cf. *Ricardoestesia* del yacimiento de l'Abeller (Prieto-Márquez et al., 2000); un taxón indeterminado de gran tamaño del yacimiento de Cabana de Gori-1 (Riera et al., 2009b); Theropoda indet., Coelurosauria indet., ?Dromaeosaurinae indet. morfotipos 4, 6, 7 y 8 y cf. *Euronychodon* sp. en Blasi-2 (López-Martínez et al., 2001; Torices et al., 2004) y Theropoda indet. y Dromaeosaurinae indet. morfotipo 5 en Blasi-3 (López-Martínez et al., 2001; Torices et al., 2004).

6.3.2.3. *Ornitópodos*

Los restos de hadrosaurios (aquí considerados como sinónimos de Hadrosauria *sensu* Prieto-Marquez, 2008) se encuentran a lo largo de toda la sucesión, aunque son menos frecuentes en la parte inferior (tabla 6.4). Son escasos en la Fm. Arén (Areny-1, Blasi-1) y en la unidad gris (Els Nerets, Blasi-1b, 3) y muy abundantes en la parte media y alta de la sucesión (unidad roja inferior), siendo la mayoría de restos de dinosaurios encontrados (tabla 6.4; Riera et al., 2009b). También han sido citados en Moror (Brinkmann, 1984), aunque se desconoce su posición estratigráfica. Todas las evidencias consisten en huesos o huellas asociadas a canales fluviales y hasta la fecha no se han citado restos de huevos de hadrosaurios.

Los restos inequívocos de hadrosaurios lambeosaurinos están restringidos a las areniscas de la parte superior de la unidad roja inferior (Serrat del Corb, Molí del Baró-1 y Euroda Nord) (Riera et al., 2009b). *Pararhabdodon isonensis* (Casanovas et al., 1993a, 1999a), primero descrito como un lambeosaurino, fue luego considerado un hadrosauroideo más basal (Prieto-Márquez et al., 2006) y ahora se considera otra vez un lambeosaurino (Prieto-Márquez, 2008). Además, *Koutalisaurus kohlerorum* Prieto-Márquez et al. (2006) es probablemente un sinónimo júnior de *Pararhabdodon isonensis* (Prieto-Márquez, 2008; Prieto-Márquez y Wagner, 2009). *Pararhabdodon* y

² Los yacimientos de Vicari-4 y Montrebei no se encuentran en el panel de correlación porque no se ha publicado su posición estratigráfica detallada.

Koutalisaurus también se encuentran en las areniscas de la parte superior de la unidad roja inferior (Sant Romà d'Abella y Les Llaus, respectivamente). Sin embargo, recientemente se han encontrado restos de lambeosaurios en yacimientos de edad más joven (Blasi-3, *Lambeosaurinae* indet. y *Arenysaurus ardevoli*; Cruzado-Caballero et al., 2005; Pereda-Suberbiola et al., 2009a; Serrat del Rostiar-3, Dalla Vecchia et al., en preparación), lo que hace bajar su presencia a la parte media de la sucesión (tabla 6.4).

Los euornitópodos del grupo de los rhabdodóntidos, comunes en localidades del Campaniense superior y el Maastrichtiense inferior de los Pirineos (Laño, Vilanova de Meià, y yacimientos del sur de Francia; Llompart y Krauss, 1982; Le Loeuff et al., 1994a; Buffetaut y Le Loeuff, 1997; Buffetaut et al., 1997; Pereda-Suberbiola y Sanz, 1999; Canudo et al., 2000; López-Martínez et al., 2001), no se han encontrado hasta la fecha en el sinclinal de Tremp.

6.3.2.4. Anquilosaurios

Los escasos restos de anquilosaurios nodosaurios se han encontrado en la parte más basal de la serie en los yacimientos de Biscarri (López-Martínez et al., 2000), Juli³ (López-Martínez, 2003a), y Els Nerets, siempre en asociaciones de facies transicionales (unidad gris) (ver tabla 6.4).

6.4. Sinclinal de Àger

Los datos de los yacimientos del sinclinal de Àger obtenidos a partir de la bibliografía se han proyectado en la columna de Fontllonga, tomada de López-Martínez et al. (1998) que se ha correlacionado con la sección del yacimiento de Figuerola-3. Se ha situado un total de 9 yacimientos.

Se han encontrado restos óseos de saurópodos en los yacimientos de Figuerola-3 y Fontllonga-6 (Álvarez-Sierra et al., 1994). También se han citado huesos de un titanosaurio en la sección de Fontllonga (Casanovas et al., 1993b), sin referencias a su posición estratigráfica, aunque muy probablemente se trate del yacimiento de Fontllonga-6 (Royo-Torres y Canudo, 2003). En la parte baja de la sucesión existen diversos yacimientos con huellas de saurópodos (Carretera del Doll, La Massana, Peralba) en materiales de la unidad gris (unidad 1 de López-Martínez et al., 1998). También se han encontrado icnitas correspondientes a saurópodos de varios tamaños en las areniscas de la parte más alta de la sucesión (C29r) (yacimientos de Mas Morull y Santa Maria de Meià =Vall d'Ariet; López-Martínez et al., 1998).

Los restos de terópodos encontrados corresponden exclusivamente a dientes, en la base de la unidad roja inferior (unidad 2). En el yacimiento de Figuerola-2 se ha citado la presencia de cf. *Dromaeosauridae* indet. morfotipo 2

³ El yacimiento de Juli no está en el panel de correlación ya que no se ha publicado su posición estratigráfica detallada.

y en Fontllonga-6 cf. *Dromaeosauridae* indet. morfotipos 1 y 2 (Torices et al., 2004).

Los restos óseos de hadrosaurios (*Euhadrosauria* indet.) se han citado en Fontllonga-La Baronia (Casanovas et al., 1999b), pero sin referencias a su posición estratigráfica. También se ha encontrado un diente de rhabdodóntido en Coll d'Orenga (Llompарт y Krauss 1982). En las areniscas de la parte alta de la sucesión (C29r) se han hallado huellas ornitópodas (yacimiento de la Mata del Viudà, Llompарт, 1979; López-Martínez et al., 1998).

Únicamente se ha citado un diente de nodosaurio en el yacimiento de Fontllonga-6, en la base de la unidad 2 (Álvarez-Sierra et al., 1994).

Por lo que respecta a los restos de huevos, se han encontrado fragmentos de *Megaloolithus* cf. *aureliensis*, *M. petralta*, *Prismatoolithus tenuis*, aff. *P. matellensis*, *Prismatoolithus*, *Pseudogeckolithus nodosus*, *Ageroolithus fontllongensis* y *Dughiolithus roussetensis* en el yacimiento de Fontllonga-6 (C31r) (Vianey-Liaud y López-Martínez, 1997).

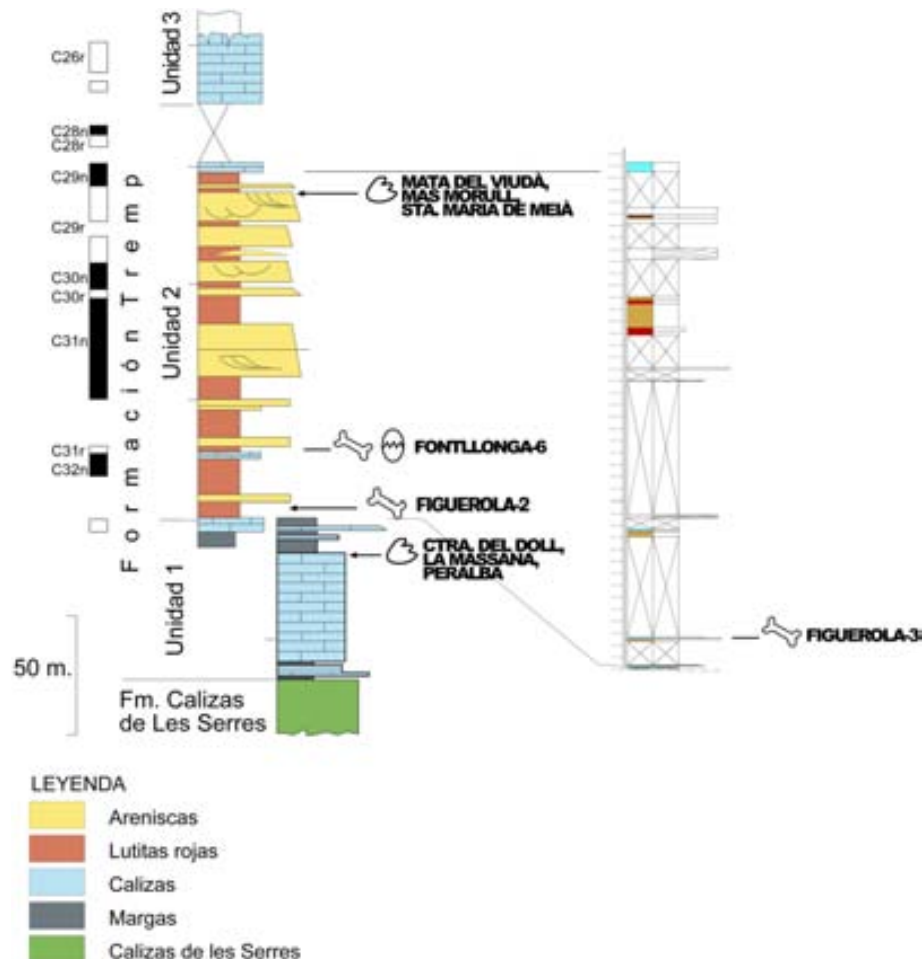


Figura 6.1 Sección de Fontllonga (izquierda) redibujada de López-Martínez et al. (1998) y sección que contiene el yacimiento de Figuerola-3 (derecha). La situación de los yacimientos proyectados se ha obtenido de López-Martínez et al. (1998) y Torices (2002). Datos de magnetoestratigrafía de Galbrun et al. (1993). En la sección del yacimiento de Figuerola-3 podría existir una repetición tectónica que, de darse, no afectaría a la sucesión de dinosaurios.

6.5. Sucesión global de la vertiente surpirenaica

A partir de la correlación de los yacimientos de los sinclinales de Vallcebre, Coll de Nargó, Tremp y Àger se ha establecido la sucesión de yacimientos que muestra la tabla del Anexo 6A. Para proyectar los yacimientos de las diferentes áreas en una misma vertical y así establecer la sucesión de los mismos, previamente se han homogeneizado sus potencias. Como nivel de referencia inferior se ha utilizado el techo del nivel de margocalizas basales, presente en las tres zonas, y como nivel de referencia superior la base de las Calizas de Vallcebre y sus equivalentes laterales para ajustar los sinclinales de Tremp y Vallcebre y, a falta de otros criterios, el último horizonte con la ooespecie *M. siruguei* para los sinclinales de Coll de Nargó y Vallcebre. Los yacimientos del sinclinal de Àger se han proyectado a partir de los datos de magnetoestratigrafía. Existe una total coherencia entre la proyección obtenida de este modo y los resultados magnetoestratigráficos de polaridad de los yacimientos. Además, hay que tener en cuenta que el elevado número de yacimientos representados en la parte baja de la sucesión respecto al total hace que ésta aparezca expandida la tabla del Anexo 6A.

6.5.1. Sucesión de dinosaurios

A partir de la correlación de los yacimientos de la vertiente surpirenaica (sinclinales de Vallcebre, Tremp y Coll de Nargó, ver Anexo 2A; y sinclinal de Àger, ver figura 6.1) y de la integración de su contenido paleontológico se ha establecido la sucesión de dinosaurios global del Anexo 6A.

Los restos de saurópodos se encuentran a lo largo de toda la sucesión, especialmente en los materiales de la Fm. Arén y de la unidad gris de la Fm. Tremp (yacimientos de Figuerola-3, Fontllonga-6, Costa de Santa Llúcia, Els Nerets, Presa de Tremp, Orcau-3, Blasi-2, Serraduy), aunque también se encuentran en la unidad roja inferior (Peguera-1, Lo Bas-1 y Molí del Baró-2) (Anexo 6A). Las huellas de saurópodos dominan en los depósitos de la parte inferior de la sucesión de la unidad gris especialmente del sinclinal de Vallcebre, aunque también se encuentran algunas en niveles muy altos (Anexo 6A). Globalmente, se distinguen por lo menos cuatro formas distintas de titanosaurios (Vila et al., 2009b).

Los restos de terópodos (huesos y huellas) se encuentran a lo largo de toda la sucesión, tanto en la Fm. Arén como en las unidades gris y roja inferior (Anexo 6A). Es difícil establecer comparaciones entre las diferentes formas de terópodos, pero existen al menos 12 morfotipos diferentes de dientes en el conjunto de los sinclinales de Tremp y Àger, donde han sido más estudiados (Torices et al., 2004; ver apartado 6.3.2.2).

Los restos de hadrosaurios son muy abundantes en la parte media y alta de la sucesión, especialmente en el sinclinal de Tremp (Anexo 6A). Aunque se han encontrado algunos restos en la Fm. Arén (Blasi-1) y la unidad gris (Els Nerets, Blasi-1b, 2), la mayoría de ellos se encuentra en la unidad roja inferior

(Anexo 6A). Sin embargo, el predominio de las facies continentales (unidad roja inferior) en la sucesión podría ocasionar una sobrerrepresentación de los hadrosaurios, en el caso de que éstos tuvieran preferencia por ambientes de este tipo (Therrien, 2005; Butler y Barrett, 2008). Los restos de lambeosaurios dominan en los canales de la parte alta de la sucesión (Riera et al., 2009b), aunque también se encuentran en la parte media (Serrat del Rostiar-3, Blasi-1 y 3 y, probablemente, Basturs Poble), lo que hace bajar su distribución (Anexo 6A). Las icnitas de ornitópodos se encuentran a lo largo de toda la sucesión, en la Fm. Arén y la unidad roja inferior, especialmente en los canales de la parte superior de esta última (Anexo 6A).

Los restos de nodosaurios son muy escasos y únicamente se han encontrado en yacimientos del sinclinal de Tremp y Àger, en la parte baja de la sucesión en depósitos de la unidad gris (ver apartado 6.3.2.4; Anexo 6A).

En conjunto, se han identificado al menos cuatro formas de saurópodos, doce morfotipos de dientes de terópodos (que podrían o no corresponderse a doce taxones), hadrosáuridos, dos lambeosaurios y nodosaurios, lo que hace que en total haya, como mínimo, una decena de taxones de dinosaurios representados

6.5.2. Sucesión de ooespecies

Los huevos son sobre todo abundantes en los sinclinales de Vallcebre y Coll de Nargó, especialmente los del oogénero *Megaloolithus*, aunque también se han citado Prismooolithidae en el yacimiento de Basturs-2. En la parte baja y media de la sucesión domina la ooespecie *M. siruguei*, que se encuentra en un gran número de yacimientos, tanto de la unidad gris como de la roja inferior (Anexo 6A). En los últimos niveles con *M. siruguei*, se empiezan a encontrar otras ooespecies como *M. mammilare* y *Megaloolithus* sp. (Anexo 6A) que podría corresponderse con *M. pseudomamillare* (Vila et al., en revisión; ver apartado 6.1.2.4). En los depósitos de la Fm. Arén del sinclinal de Tremp se han encontrado huevos atribuidos a *M. pseudomamillare*, *M. mammilare* y *M. cf. mammilare* (Vianey-Liaud y López-Martínez, 1997; Sander et al., 1998) y en Fontllonga-6, en el sinclinal de Àger, *Megaloolithus* cf. *aureliensis*, *M. petralta*, *Prismooolithus tenuis*, aff. *P. matellensis*, *Prismooolithus*, *Ageroolithus fontllongensis* y *Dughiooolithus roussetensis* (Vianey-Liaud y López-Martínez, 1997).

6.6. El registro de dinosaurios del Cretácico terminal en Francia

La comparación del registro de dinosaurios del Maastrichtiense del sur de los Pirineos con el equivalente de otras áreas de Europa es complicada por la ausencia en éstas de secciones completas bien datadas. Los yacimientos del sur de Francia se encuentran en facies comparables a las del sur de los Pirineos y geográficamente más próximos por lo que la comparación entre ambas zonas presenta menos dificultades. Sin embargo, existen problemas a la hora de establecer la sucesión de los yacimientos franceses, ya que muchos de ellos carecen de un contexto estratigráfico detallado siendo además escasos los trabajos que tratan de la posición relativa de estos yacimientos. Además, en algunos casos se han dado diferentes nombres para un mismo yacimiento, mismos nombres para yacimientos diferentes o se han agrupado diferentes yacimientos bajo un solo nombre, lo que añade dificultad.

Dado que no existen dataciones precisas de los yacimientos, para poder establecer una sucesión se ha tomado como base la formación en que se encuentran, por lo que se han agrupado por formaciones. Sin embargo, establecer la posición estratigráfica relativa de los mismos en la mayoría de los casos presenta dificultades. Las formaciones se han agrupado, según su edad, en Campaniense, tránsito Campaniense-Maastrichtiense y Maastrichtiense ya que muchas veces tampoco existen dataciones precisas de éstas. Sin embargo, muchos de los trabajos carecen de información sobre la formación en que se encuentran los yacimientos, por lo que no se han podido tener en cuenta.

6.6.1. Campaniense

Los yacimientos de edad Campaniense se han citado en el Fuveliense y en la Fm. Arenisca de Alet. Sin embargo, su posición estratigráfica relativa no se ha podido establecer debido a que no existen datos suficientes en la bibliografía.

En la Fm. Arenisca de Alet los únicos restos citados pertenecen a huevos atribuidos a *M. cf. aureliensis* del área de las Corbières (columna Corbières-Aude valley area fig.3; Garcia y Vianey-Liaud, 2001a).

En el Fuveliense, se han encontrado restos de tortugas y cocodrilos, además de algunos peces, lagartos y anfibios, en yacimientos de las Corbières, la Provenza y el Bajo Languedoc (Buffetaut et al., 1996; Cavin et al., 1996; Martin y Buffetaut, 2008). En los yacimientos de l'Olivet y Villeveyrac (Bajo Languedoc) se han hallado restos de dinosaurios pertenecientes a dromeosaurios, rhabdodóntidos, nodosaurios y un ornitópodo indeterminado (Buffetaut et al., 1986, 1996; Laurent et al., 2001; Garcia y Pereda-Suberbiola, 2003; Benammi et al., 2006). En Lambeau du Beausset, en la Provenza, se ha citado un abelisaurio (*Tarascosaurus salluicus*; Le Loeuff y Buffetaut, 1991). Los huevos son escasos y sólo se han citado restos de morfotipo estructural prismático en l'Olivet (Bajo Languedoc) y la ooespecie *M. siruguei* en

Ventabren (Provenza) (Vianey-Liaud y Garcia, 2000; Bousquet y Vianey-Liaud, 2001; Garcia y Vianey-Liaud, 2001b).

6.6.2. Tránsito Campaniense-Maastrichtiense

Los yacimientos cuya posición cronoestratigráfica se ha situado entre el Campaniense superior y el Maastrichtiense inferior se encuentran en la Fm. Arenisca de Labarre y el Mb. Arenisca de Estous (Fm. Margas rojas inferiores).

Los yacimientos en la Fm. Arenisca de Labarre se sitúan principalmente en el Ariège y, en algún caso, en los Pétites Pyrénées. En ellos se han encontrado restos de cocodrilos, tortugas, peces y mamíferos (Le Loeuff, 1991b; Buffetaut et al., 1993; Laurent et al., 2001; Le Loeuff, 1991b; Gheerbrant et al., 1997). En los Pétites Pyrenées se han citado restos de dinosaurios indeterminados (Barrage Filleit, Gheerbrant et al., 1997). Los únicos restos que se han podido atribuir pertenecen a nodosaurios en Le Mas-d'Azil (Ariège) (Le Loeuff, 1991b; Pereda-Suberbiola, 1992), aunque no se conocen los niveles de que proceden. En el miembro Margas de Gauly, en el yacimiento de Gabre (Ariège), se han encontrado titanosaurios y rhabdodóntidos (Villatte et al., 1985; Laurent et al., 2001). Únicamente se ha citado un yacimiento con fragmentos de huevos indeterminados (Brusquette, Ariège; Le Loeuff, 1991b).

En la Arenisca de Estous, en la región del Aude, se han encontrado fragmentos de huevos indeterminados y de tipo testudoide en los yacimientos de Les Oliviers y Rennes-le-Château F1-2A, B, respectivamente (Beetschen, 1985; Le Loeuff et al., 1997).

6.6.3. Maastrichtiense

La mayoría de yacimientos que se han citado en el Maastrichtiense pertenecen a las formaciones Margas rojas inferiores (especialmente el Mb. Margas de la Maurine) y Margas de Auzas, aunque también se han encontrado algunos en las Margas rojas de Roquelongue y la Caliza Nankin. En la mayoría de los casos no se puede establecer un orden relativo entre las diferentes localidades.

6.6.3.1 Margas rojas inferiores

En la Fm. Margas rojas inferiores existen numerosos yacimientos. No se han citado en el Mb. Margas rojas de la Campagne pero sí en el Mb. Arenisca de Estous (comentada en apartado 5.1.2) y en el Mb. Margas de la Maurine. También existen yacimientos en los que no se ha especificado el miembro, pero como la mayor parte de la formación es maastrichtiense se incluyen en este apartado.

Se han citado numerosos yacimientos en la Fm. Margas rojas inferiores sin especificar el miembro. Así, se han encontrado cocodrilos, dos formas de titanosaurios, rhabdodóntidos y nodosaurios en Le Mas-d'Azil (Le Loeuff, 1991b; Pereda-Suberbiola, 1992; Buffetaut et al., 1993; Laurent et al., 2001) y huevos con afinidades a *M. siruguei* en Le Linas (Aude) (Cousin, 1997).

También se han citado otros restos en la Fm. Margas rojas inferiores, que se han encontrado en los miembros Arenisca de Estous y/o Margas Rojas de la Maurine (no se especifica). Se les ha atribuido a todos ellos una edad Maastrichtiense inferior y se encuentran en la región del Aude. Así, se han citado dientes de cocodrilo en el yacimiento de EI (Espéraza) (Buffetaut et al., 1989) además de fragmentos de huesos indeterminados y restos de nodosaurios en el yacimiento de Campagne-sur-Aude (Beetschen, 1985; Pereda-Suberbiola, 1992). También se han encontrado huevos y puestas en los yacimientos de Campagne-sur-Aude (Beetschen, 1985; Cousin et al., 1994) y EI (Espéraza) (Buffetaut et al., 1989).

Margas de la Maurine

Los yacimientos en las Margas de la Maurine son especialmente abundantes. Se han encontrado numerosos restos de cocodrilos, tortugas, peces, pterosaurios y aves en localidades del Aude y del Ariège (Bellevue, Gourg de l'Encantado) (Buffetaut et al., 1989; Le Loeuff et al., 1994c; Buffetaut y Le Loeuff, 1998; Bousquet y Vianey-Liaud, 2001; Laurent et al., 2001).

En las Margas de la Maurine también se han encontrado abundantes restos de dinosaurios. En la base (Gourg de l'Encantado, Aude) se han citado titanosaurios, ornitópodos, cf. *Rhabdodon priscus* (Le Loeuff et al., 1994c) y fragmentos de huesos indeterminados en CI y CII (Campagne-sur-Aude) (Bilotte et al., 1985; Buffetaut et al., 1989). Además, en el yacimiento de La Valdieu (Aude), se han citado restos de *Rhabdodon priscus* (Le Loeuff et al., 1997) y en Rennes-le-Château (Aude) nodosaurios (Pereda-Suberbiola, 1992; Le Loeuff et al., 1994a).

Sin duda, el yacimiento más importante es el de Bellevue (Aude), en la base de las Margas de la Maurine, en un intervalo de polaridad normal. En él se han encontrado saurópodos (*Ampelosaurus atacis*), terópodos (cf. *Variraptor mechinorum*), rhabdodóntidos (*Rhabdodon priscus*) y nodosaurios (cf. *Struthiosaurus austriacus*), además de cocodrilos (*Allodaposuchus precedens*, cf. *Ischyrochampsia meridionalis*), tortugas (Bothremydidae, cf. *Foxemys*), peces (*Lepisosteus* sp.), pterosaurios, aves (*Gargantuavis philoinos*) y restos de huevos (*Megaloolithus* sp., *Cairanoolithus dughii*) (Buffetaut et al. 1989; Le Loeuff et al., 1994c; Le Loeuff, 1995; Vianey-Liaud y Garcia, 2000; Bousquet y Vianey-Liaud, 2001; Le Loeuff, 2005). Este yacimiento también se ha denominado CIII (Bilotte et al., 1985; Buffetaut et al., 1989).

En la base de las Margas de la Maurine se han encontrado huevos y puestas de saurópodos y hadrosaurios y el oógeno *Dughiolithus* en el Aude en el yacimiento de Rennes-le-Château F3 (=Rennes-le-Château) (Beetschen,

1985; Breton et al., 1985; Cousin et al., 1989; Cousin et al., 1994; Vianey-Liaud et al., 1994; Cousin, 1997; Cousin y Breton, 2000). En la parte media de este miembro se han hallado diversos morfotipos de huevos en Rennes-le-Château F4 (Roque Fumade) (Beetschen, 1985).

Sin referencia de su posición estratigráfica, pero en este mismo miembro, se han encontrado en el Aude fragmentos de huevos en Rennes-le-Château F5 (Beetschen, 1985); Elongatoolithidae y similares a *M. siruguei* en Les Labadous (Beetschen, 1985; Cousin, 1997; Vianey-Liaud y Garcia, 2000), diversos morfotipos en Rennes-le-Château F6 (Labadous) (Beetschen, 1985) y huevos en Rennes-le-Château F7 (Granès) (Beetschen, 1985), Founbit (Rennes-le-Château) (Cousin y Breton, 2000) y La Valdieu (Le Loeuff et al., 1997).

En las Margas de la Maurine se ha encontrado la sucesión de ooespecies siguiente a partir de cuatro niveles con huevos (Corbières-Aude valley area, fig.3; Garcia y Vianey-Liaud, 2001a): cf. *M. aureliensis* y *C. dughii*; *C. roussetensis*; *C. roussetensis*, *C. dughii* y *M. siruguei*; y *M. siruguei*.

6.6.3.2. Margas rojas de Roquelongue

En las Margas rojas de Roquelongue, en las Corbières orientales (Aude), se han encontrado numerosos restos de vertebrados de edad Maastrichtiense superior. Los fósiles se han citado en el yacimiento de Montplaisir (también denominado Bexen o Le Bexen) e incluyen cocodrilos indeterminados y eosuquios, tortugas pleurodiras indeterminadas y cryptodiras como *Solemys* y pterosaurios (Le Loeuff et al., 1994b; Laurent et al., 1997). En este mismo yacimiento se han citado restos de dinosaurios: un ornitópodo pequeño, *Telmatosaurus* sp., hadrosáuridos, dromeosáuridos y *Pyroraptor* sp. (Le Loeuff et al., 1993, 1994b; Laurent et al., 1997).

En esta misma formación son abundantes los yacimientos con restos de huevos, todos ellos en el Aude. Así, se ha citado un nivel con *M. siruguei* y *C. dughii* (columna de Corbières-Aude valley area, fig.3; Garcia y Vianey-Liaud, 2001a) en Saint-André-de-Roquelongue 1 (datado como Maastrichtiense inferior) (Lapparent, 1947; Bilotte et al., 1985; Cousin et al., 1989; Cousin et al., 1994; Cousin, 1997; Cousin y Breton, 2000; Vianey-Liaud y Garcia, 2000) y *Megaloolithus* sp., *M. siruguei* y huevos del tipo RT-1A de Beetschen (1985) en Saint-André-de-Roquelongue 2 (datado también como Maastrichtiense inferior) (Lapparent, 1947; Bilotte et al., 1985; Cousin et al., 1989; Cousin et al., 1994; Cousin, 1997; Cousin y Breton, 2000; Vianey-Liaud y Garcia, 2000).

6.6.3.3. Caliza Nankin

La Fm. Caliza Nankin está formada por tres miembros: la Caliza Nankin 2, las Margas de Lestailats y las Calcarenitas de Jadet. Sólo se han citado restos de vertebrados en los dos últimos. Todos los yacimientos se encuentran en los Petites Pyrénées y pertenecen al Maastrichtiense superior. De algunos de ellos sí que se ha propuesto su posición estratigráfica relativa (Laurent, 2003). Así, se encontrarían de base a techo: Lestailats, Ausseing y Jadet.

En el Mb. Margas de Lestailats son muy abundantes los restos de vertebrados, como cocodrilos (*?Musturzabalsuchus* sp., *Acynodon* cf. *iberoccitanus*, *Crocodylia* indet.), tortugas (*Pleurodira* indet., *?Foxemys* sp., *?Solemys* sp.), peces osteictios (*Lepisosteidae*, *Phyllodontinae*, *Sparidae?*) y neoseláceos y anfibios albanerpetontidos. Se encuentran en Ausseing (Laurent et al., 2002a; Laurent, 2003) y Lestailats 1 y 2 (Gheerbrant et al., 1997; Laurent et al., 1999; Laurent, 2003). También se han citado en Ausseing titanosaurios, terópodos y hadrosáuridos (Laurent et al., 2002a; Laurent, 2003) y, en los yacimientos de Lestailats 1 y 2, hadrosáuridos (el grupo dominante), terópodos posiblemente dromeosaurios y nodosaurios (Gheerbrant et al., 1997; Laurent et al., 1999; Laurent, 2003).

En el Mb. Calcarenitas de Jadet únicamente se ha citado el yacimiento de Jadet, en el que se encuentran restos de cocodrilos eosuquios, peces actinopterigios (*Enchodus* cf. *faujasi*) y hadrosáuridos (Paris y Taquet, 1973; Le Loeuff et al., 1994b; Buffetaut y Cavin, 1995; Laurent, 2003).

6.6.3.4. Margas de Auzas

En la Fm. Margas de Auzas se han encontrado numerosos yacimientos de edad Maastrichtiense superior, la mayoría de ellos con restos de vertebrados no dinosaurios, aunque también se encuentran dinosaurios. No se han citado huevos. De algunos de los yacimientos sí que se ha propuesto su posición estratigráfica relativa (Laurent, 2003). Así, se encontrarían de base a techo: Tricouté, Auzas, Peyrecave y Cassagnau.

Los restos de vertebrados son abundantes en esta formación habiéndose citado diversos cocodrilos (*Eosuchia* indet., posible alligatorioideo, *Trematochampsida?*, *Thoracosaurus neocesariensis*, , *?Musturzabalsuchus* sp.), tortugas (*Pleurodira* indet., *Eochelis convenarum*, *?Foxemys* sp.), abundantes peces (*Sparidae*, diversos condriictios y osteictios, *Lepidotus*, cf. *Lepisosteus?*, *Phyllodontidae*, cf. *Pycnodus?*) y anfibios (posibles urodelos, anuros y albanerpetontidos), además de lacértidos, varanoideos, posibles serpientes, mamíferos, aves (*Enantiornithe* indet.) y pterosaurios (*Azhdarchidae* indet.). Los restos se han hallado en Capens (Le Loeuff, 1991b) y Mérigon (Mérigon 1 y 2) (Laurent, 2003) en el Ariège y en Marsoulas, Tricouté 1, 2, 3 (=Marignac-Laspeyres) y Peyrecave (Pey A y Pey B) (Gheerbrant et al., 1997; Laurent, 2003); Montsaunés (Laurent et al., 1999; Laurent, 2003); Paillon, Saint Marcet y Pentecôte (Gheerbrant et al., 1997); Cassagnau-1 y 2 (Laurent et al.,

2002b; Laurent, 2003); y Auzas (Bilotte, 1980; Laurent, 2003) en los Petites Pyrénées.

Por lo que hace a los dinosaurios, de base a techo, se han encontrado hadrosáuridos, terópodos y dinosaurios indeterminados en Tricouté 1, hadrosáuridos en Tricouté 2 y *?Pararhabdodon* sp. en Tricouté 3 (Gheerbrant et al., 1997; Laurent, 2003). En Auzas se han citado saurópodos, terópodos y hadrosáuridos (Le Loeuff et al., 1994b; Laurent, 2003), en Peyrecave (Pey B) dinosaurios indeterminados, terópodos y hadrosaurios (Gheerbrant et al., 1997; Laurent, 2003) y en Cassagnau-1 y 2 una forma de titanosaurio diferente de *Ampelosaurus* y *Lirainosaurus*, dos formas de terópodos (una grande y una pequeña) y hadrosáuridos (Laurent et al., 2002b; Laurent, 2003).

En el yacimiento de Mérigon 1, situado en la parte superior de la formación, se han encontrado hadrosáuridos (Buffetaut et al., 1997; Laurent, 2003). De este yacimiento se desconoce su posición estratigráfica relativa.

6.6.3.5. Calizas de Vignevielle

En la Fm. Calizas de Vignevielle, únicamente se ha citado un nivel en su parte inferior, con huevos atribuidos a *M. pseudomamillare* (columna Corbières-Aude valley area, fig. 3; Garcia y Vianey-Liaud, 2001a).

6.6.4. Begudo-Rognaciense y Rognaciense

Bajo la denominación Begudo-Rognaciense o Rognaciense se reúne un gran número de yacimientos con referencias muy vagas que pertenecen al Campaniense y Maastrichtiense. Los restos óseos son escasos y sólo se han encontrado en algunos yacimientos del Bajo Languedoc y la Provenza.

En el Bajo Languedoc se han encontrado titanosaurios, dromeosaurios, rhabdodóntidos y aves (*Gargantuavis philloinos*) en el yacimiento de Combeville (Rognaciense) (Buffetaut y Le Loeuff, 1998; Buffetaut, 2005; Chanthasit y Buffetaut, 2009). En la Provenza se han citado dromeosaurios, *Rhabdodon priscus*, fragmentos de huevos, cocodrilos (*Ischyrochampsia meridionalis*), tortugas y lacértidos en el Maastrichtiense inferior de Vitrolles-Couperigne (Garcia et al., 1999; Garcia, 2000; Vianey-Liaud y Garcia, 2000; Laurent et al., 2001); dromeosaurios (*Variraptor mechinorum*) y la ooespecie *M. aureliensis* en Roques Hautes (Lapparent, 1947; Penner, 1985; Cousin et al., 1994; Le Loeuff et al., 1992; Garcia y Vianey-Liaud, 2001b); dromeosaurios, mamíferos y puestas de huevos en Vitrolles (=Velaux) (Lapparent, 1947; Cousin et al., 1994; Vianey-Liaud y Garcia, 2000; Pincemaille-Quillevere, 2002); e "*Hypselosaurus priscus*", puestas de huevos y tortugas (*Solemys gaudryi*) en Rognac (Lapparent, 1947; Cousin et al., 1994; De Lapparent de Broin y Murelaga, 1996). En esta última región cabe destacar los yacimientos de Fox-Amphoux y Bastide Neuve datados como Maastrichtiense inferior (Buffetaut

and Le Loeuff, 1991), donde se han encontrado titanodaurios, domeosaurios (*Variraptor mechinorum*), ornitópodos incluyendo *Rhabdodon priscus* y *R. robustus*, hadrosáuridos y anquilosaurios, además de huevos, cocodrilos (*Acynodon iberoccitanus*), tortugas (?*Solemys*, *Foxemys mechinorum*) y aves (Aves incertae sedis cf. *Enantiornithes*, *Gargantuavis philoinos*) (Lapparent, 1947; Le Loeuff et al., 1992; Pereda-Suberbiola, 1992; Cousin et al., 1994; De Lapparent de Broin y Murelaga, 1996; Le Loeuff y Buffetaut, 1998; Garcia et al., 1999; Vianey-Liaud y Garcia, 2000; Martin, 2007; Chanthasit y Buffetaut, 2009).

No obstante, los restos más abundantes en el Begudo-Rognaciense y Rognaciense son los huevos de dinosaurio, de los que existen numerosos niveles con huevos y puestas (Lapparent, 1947; Kerourio, 1981; Penner, 1985; Iatzi et al., 1991; Vianey-Liaud et al., 1994; Cousin et al., 1994; Vianey-Liaud y López-Martínez, 1997; Vianey-Liaud y Garcia, 2000; Garcia et al., 2000; Garcia y Vianey-Liaud, 2001a,b; Cojan et al., 2003). Por ellos, se han podido realizar estudios sobre la sucesión de ooepecies (Garcia y Vianey-Liaud, 2001a, ver apartado 5.4).

6.6.5. Sucesión de yacimientos

No ha sido posible establecer la sucesión de yacimientos del sur de Francia dadas las dificultades para determinar la posición relativa entre ellos, si exceptuamos algunos casos concretos. Por ello, se ha construido una tabla con la posición aproximada de 51 de ellos que se han ordenado por formaciones, con los problemas de interpretación y la imprecisión que ello comporta (Anexo 6B). No se han situado, pues, aquellos de los que no se tenía referencia de la formación ni se han incluido los yacimientos con huevos de la Provenza, cuya sucesión ya ha sido establecida por otros autores (ver apartado 5.4). Llama la atención que no se han citado yacimientos con huellas.

6.6.6. Sucesión de dinosaurios

Los restos de saurópodos se han encontrado tanto en el tránsito Campaniense/Maastrichtiense como en el Maastrichtiense, sobre todo en la parte superior y especialmente ligados a depósitos costeros y de transición marino-continental (formaciones Arenisca de Labarre, Caliza Nankin y Margas de Auzas) y, en menor proporción, continentales (Margas rojas inferiores y Rognaciense) (Anexo 6B). Parece que son dominantes en el Maastrichtiense inferior mientras que en el superior son escasos (Le Loeuff et al., 1994a; Laurent et al., 2002a). Se han citado al menos cuatro especies de saurópodos que se encuentran bajo estudio (Vila et al., 2009b): tres en el yacimiento Bellevue y una en el de Fox-Amphoux, todas del Maastrichtiense inferior (Buffetaut y Le Loeuff, 1991).

Los restos de terópodos se encuentran a lo largo de toda la sucesión, desde el Campaniense hasta el Maastrichtiense superior, en todo tipo de depósitos y representados mayoritariamente por dientes (Anexo 6B). Al menos se pueden distinguir tres formas: un abelisaurio (*Tarascosaurus salluvicus*) y

dos dromeosaurios (*Variraptor* y *Pyroraptor*) de los que se desconoce si son o no sinónimos (Le Loeuff y Buffetaut, 1991, 1998; Allain y Taquet, 2000; Chanthasit y Buffetaut, 2009).

Los restos de ornitópodos son abundantes. Los rhabdodóntidos se encuentran en depósitos del tránsito Campaniense/Maastrichtiense y del Maastrichtiense, en todo tipo de facies (Anexo 6B). Se había citado el hadrosauroideo basal *Telmatosaurus* en el yacimiento de Montplaisir (Laurent et al., 1997) pero actualmente este material se considera de hadrosáurido (Laurent, 2003). Sin duda, los restos de ornitópodos más abundantes son los de hadrosaurios, todos ellos en el Maastrichtiense superior, en la parte alta de la sucesión (Anexo 6B, Le Loeuff et al., 1994a; Laurent et al., 2002a). Sólo existe una cita de un probable lambeosaurino (*?Pararhabdodon* sp.) en el yacimiento de Tricouté 3, muy alto en la sucesión (Anexo 6B, Laurent, 2003).

Los restos de nodosaurios se encuentran a lo largo de toda la sucesión, en depósitos de transición y continentales del Maastrichtiense Anexo 6B).

6.6.7. Sucesión de ooespecies

Basándose en la sucesión de Francia, especialmente en la de la Provenza (sinclinal de Arc), se ha establecido una sucesión de ooespecies (García y Vianey-Liaud, 2001a) bien datada mediante paleomagnetismo, formada por tres asociaciones. La primera (Asociación 1) es de edad Campaniense terminal (C33 y C32) y está formada por *Megaloolithus. siruguei*, *M. petralta*, *M. aurelliensis*, *M. microtuberculata*, *Cairanolithus dughii* y *C. roussetensis*. La segunda (Asociación 2), de edad Campaniense terminal-Maastrichtiense inferior (parte superior de C32 y C31), únicamente la compone *M. siruguei* y, probablemente, los últimos *M. petralta* y los primeros *M. mammilare*. La tercera (Asociación 3) pertenece al Maastrichtiense superior (C30 y C29r) y está constituida por *M. mammilare* y *M. pseudomamillare*.

Capítulo 7

Caracterización petrológica y geoquímica de huevos de dinosaurio y carbonatos pedogénicos

Este capítulo se centra en la caracterización mineralógica, textural-petroológica y geoquímica de los huevos de dinosaurio y los carbonatos pedogénicos. Los resultados obtenidos se encuentran en forma de tablas en el Anexo 7 (isótopos, difracción de RX, electrones retrodispersados, elementos traza, catodoluminiscencia). Por sus diferencias genéticas se tratan separadamente los huevos y los nódulos.

7.1. Huevos de dinosaurio

7.1.1. Caracterización mineralógica

Los datos de difracción de rayos X y microscopía electrónica de barrido con electrones retrodispersados muestran que los huevos de dinosaurio están formados mayoritariamente por calcita (Anexo 7H, I). Además, en general, contienen pequeñas cantidades de celestina, celestobaritina, estroncianita y baritina. Los huevos de Sallent (sinclinal de Coll de Nargó) también tienen

trazas de fluorita y algunos del sinclinal de Vallcebre pirita y kutnohorita (carbonato de calcio, hierro, magnesio y manganeso).

7.1.2. Caracterización textural-petroológica

Para estudiar la microestructura de los huevos, la distribución de los minerales en ella y su estado de preservación se han realizado observaciones con microscopio petrográfico, microscopio electrónico de barrido con electrones retrodispersados y catodoluminiscencia.

7.1.2.1. Microscopio petrográfico

Las observaciones con microscopio petrográfico han permitido estudiar la microestructura de los huevos de dinosaurio. Ésta está formada por diversas unidades cristalinas yuxtapuestas (columnas), constituidas a su vez por prismas de calcita (figura 7.1). Así, se observan unas líneas que irradian desde un núcleo en la base de las columnas (núcleo mamilar) y otras transversales que corresponden a líneas de crecimiento. Además, entre las columnas se encuentran canales respiratorios (poros).

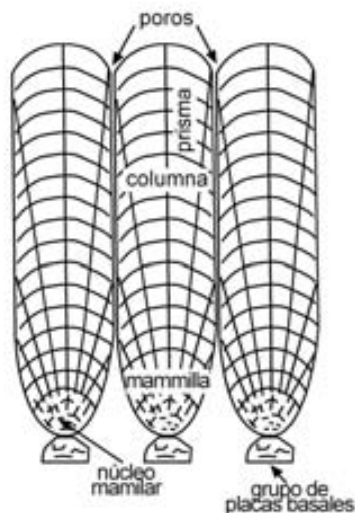


Figura 7.1. Esquema de la microestructura de un huevo de dinosaurio con indicación de los términos utilizados en este trabajo (modificado de Mikhailov, 1997).

En muchas de las muestras se observa el detalle de esta microestructura (figura 7.2A) como los radios de las columnas y las líneas de crecimiento curvadas paralelas a la superficie externa del huevo que, al llegar a los poros, se recurvan. Sin embargo, en algunos de los ejemplares estudiados, no se observa el detalle de la microestructura (figura 7.2 B1, B2) o sólo se intuyen los radios de las columnas (figura 7.2 C, D). A veces se encuentran zonas disolución en la base de las columnas, entre los núcleos mamilares (figura 7.2 A2). En diversas muestras se observa el grupo de capas basales (figura 7.2 A1, A2). No se ha observado la capa de calcita secundaria en la superficie externa de los huevos citada por otros autores en ejemplares del sur de Francia (Cojan et al., 2003). En todos los casos los poros están rellenos de esparita y/o sedimento.

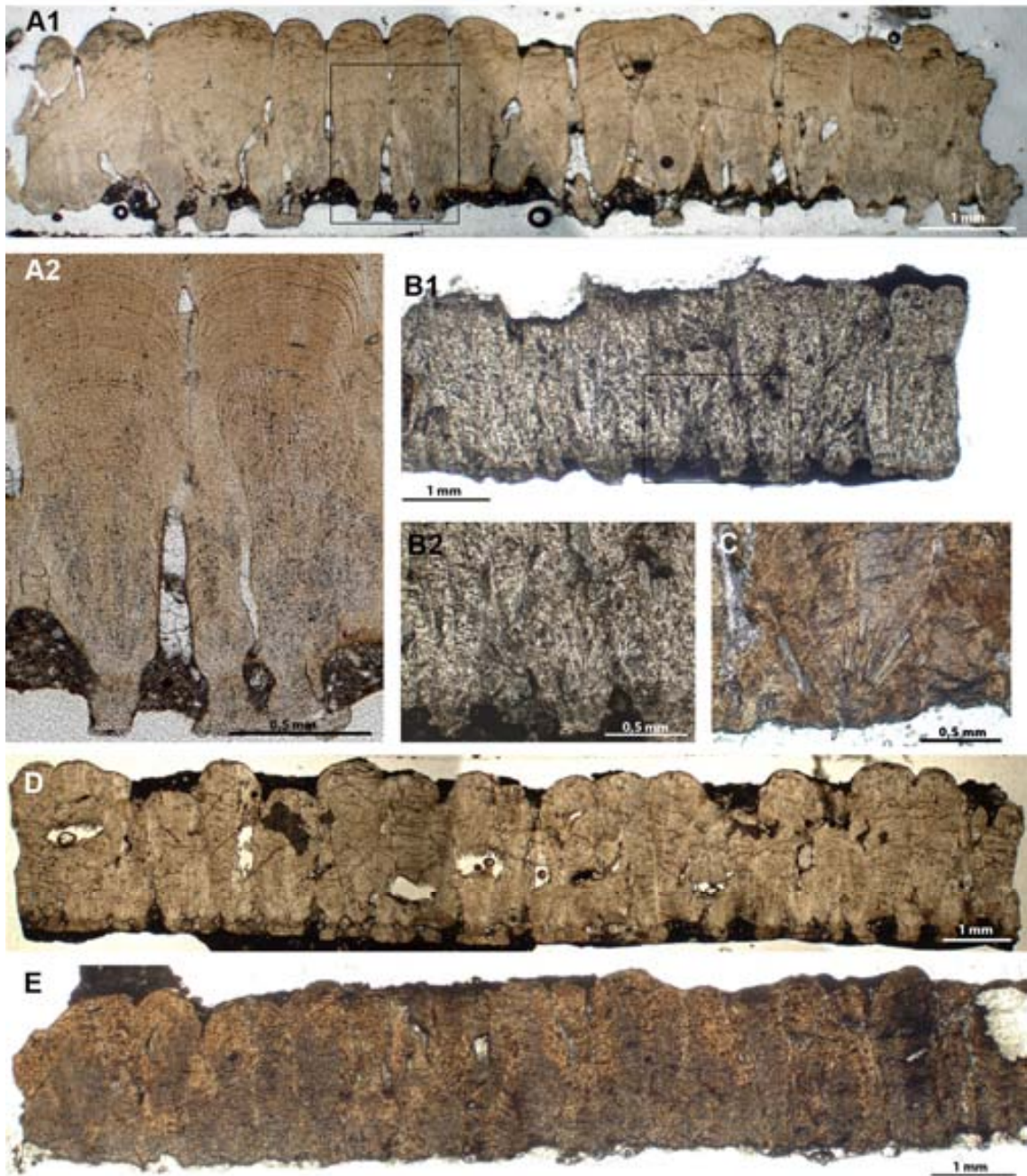


Figura 7.2. Imágenes de microscopio petrográfico de muestras de huevos de dinosaurio. **A1.** NO, donde se observa el detalle de la microestructura y el color beige transparente de aspecto limpio. El recuadro marca la situación del sector ampliado en A2. **A2.** Detalle de A1. Se observan los radios de las columnas y las líneas de crecimiento. Estas últimas se recurvan al llegar a los poros, que están rellenos de esparita y algunos restos de sedimento. En la base de las columnas se observan las placas basales y entre ellas algunas zonas de disolución. **B1.** CB-3F, no se observan los detalles de la microestructura original y el aspecto es bastante sucio (calcita con abundantes inclusiones). El recuadro marca la situación del sector ampliado en B2. **B2.** Detalle de B1. No se observa la microestructura. **C.** P-1270, que presenta un color caramelo de aspecto sucio pero se intuyen los radios de las columnas. **D.** CB-2A, que presenta un color beige transparente y se intuyen los radios de los prismas. **E.** P-133, donde no se ha preservado ningún rasgo de la estructura original. Presenta un color caramelo existiendo grandes zonas más oscuras.

El color de los huevos en lámina delgada suele ser beige o marrón claro transparente (figura 7.2A, D). Sin embargo, a veces se encuentran halos o zonas de color oscuro, especialmente en la cara interna del huevo y menos frecuentemente en la externa y alrededor de los poros (figura 7.2E). En algunos casos estas zonas oscuras son muy grandes ocupando gran parte del huevo. Los huevos en donde no se ve la microestructura suelen ser de un color más oscuro (color caramelo) o apenas tienen color, aunque por lo general presentan un aspecto sucio en contraposición al aspecto transparente limpio de los otros huevos (figura 7.2B, C, E).

7.1.2.2. Microscopio electrónico de barrido con electrones retrodispersados

La técnica de microscopía electrónica de barrido con electrones retrodispersados ha permitido observar la distribución de ciertos elementos y minerales accesorios en la estructura de los huevos de dinosaurio (Anexo 7H, I). La mayor parte del huevo en todos los casos está formada por calcita acompañada, en menor proporción, por otros minerales. Estos últimos se hallan especialmente en los poros, aunque también existen mineralizaciones de menor tamaño dispersas en el interior de las columnas frecuentemente relacionadas con pequeñas fracturas rellenas de calcita (figura 7.3B2). Estas mineralizaciones consisten principalmente en celestina, celestobaritina y estroncianita (figura 7.3A, B) siendo los cristales de celestina más comunes y de mayor tamaño que el resto. Algunos ejemplares tienen además fluorita (figura 7.3A), que puede ser relativamente abundante. Muchas veces las mineralizaciones, en forma de cristales pequeños y dispersos, se encuentran asociadas a una porosidad existente en el interior de las columnas que a veces sigue las líneas de crecimiento. Ocasionalmente existen zonas silicificadas (figura 7.3B1) y pequeñas áreas de disolución. Dentro de estas microkarstificaciones se encuentra baritina y calcita secundaria. Además, en algunas muestras se intuyen zonaciones siguiendo las líneas de crecimiento de las columnas (figura 7.3B2).

Los poros pueden estar rellenos del sedimento de la matriz, de calcita (muchas veces zonada) o de una combinación de ambos. También tienen mineralizaciones como celestina o celestobaritina, frecuentemente zonadas y en forma de cristales de tamaño notable (figura 7.3A), y baritina y caolinita. Algunas muestras de Sallent contienen fluorita (figura 7.3B) y, algunas de Vallcebre, kutnohorita, cuarzo, pirita y caolinita (figura 7.3D). La cantidad de pirita puede llegar a ser notable (figura 7.3D).

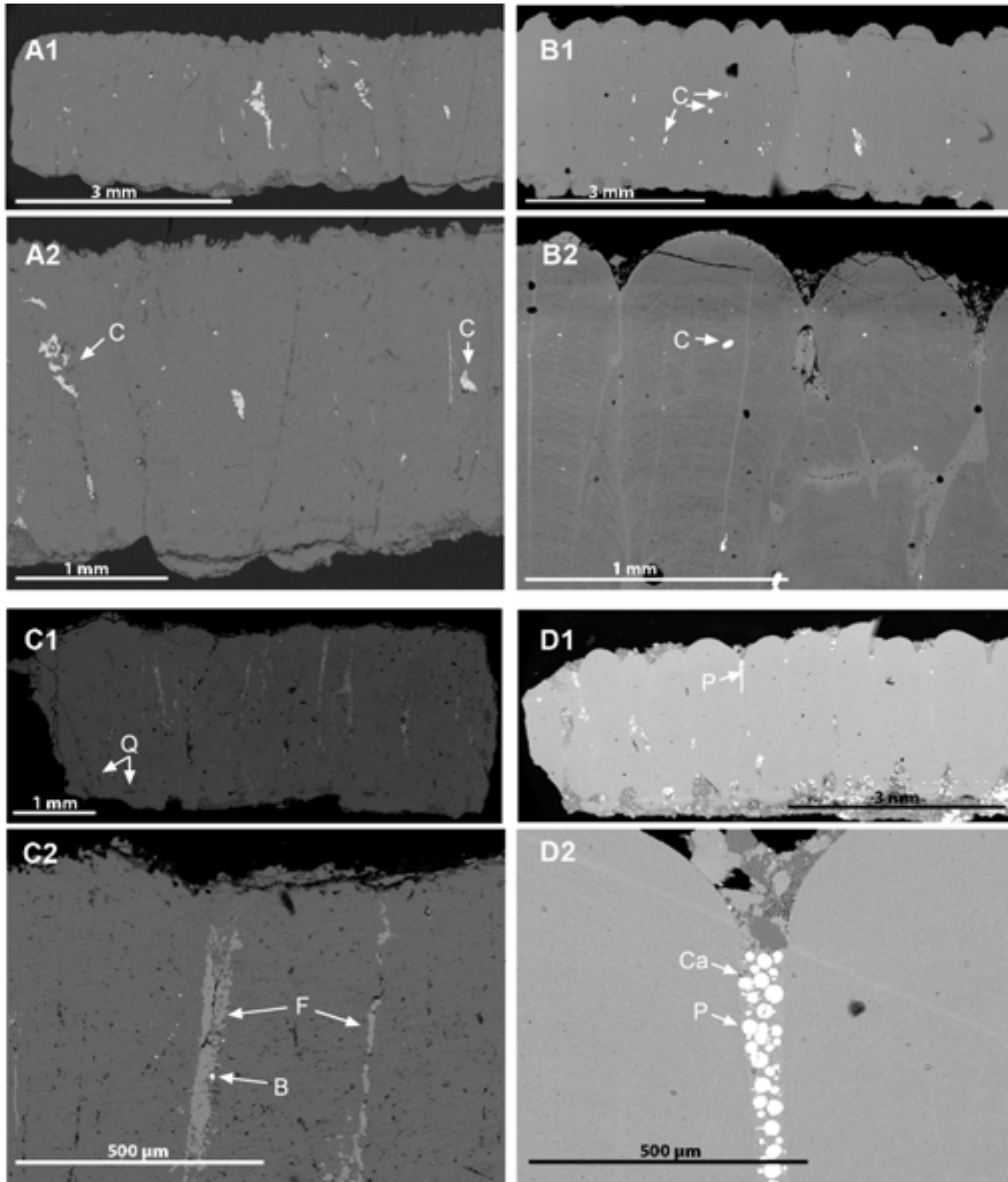


Figura 7.3. Imágenes de microscopio electrónico de barrido con electrones retrodispersados de las muestras de huevos de dinosaurio. A. P-127O. A2 es un detalle de A1. Cristales de celestina (C) de tamaño considerable relacionados con los poros de la estructura del huevo. **B.** Zc. B2 es un detalle de B1. Los cristales pequeños de color blanco son de celestina (C) y los de mayor tamaño suelen tener una zonación debida a la mayor o menor presencia de bario. En B2 se observan pequeñas fracturas rellenas de calcita a las que están asociados los cristales de celestina además de una ligera zonación en la masa de calcita de las columnas siguiendo las líneas de crecimiento. **C.** CB-3F. C2 es un detalle de C1. Las grandes mineralizaciones de color gris claro son de fluorita (F), normalmente relacionadas con los poros de la estructura del huevo. Los cristales pequeños de color blanco son de baritina (B). Existen además zonas de color gris oscuro en la base de las columnas que corresponden a cristales de cuarzo (Q). **D.** FN-01A. D2 es un detalle de D1. Las mineralizaciones de color blanco son de pirita (P) y las más pequeñas, de color gris oscuro, de caolinita (Ca). Ambas se encuentran dentro de los poros de la estructura del huevo.

7.1.2.3. Catodoluminiscencia

Se han realizado observaciones de catodoluminiscencia con el objeto de estudiar el grado de diagénesis de las muestras. Bajo catodoluminiscencia, gran parte de los huevos estudiados muestran en las columnas una calcita no luminiscente de color marrón a naranja o luminiscente naranja mate (figura 7.4A, B). Otros huevos muestran en las columnas una zonación, evidenciada por una alternancia de bandas marrón mate y naranja mate, siguiendo las líneas de crecimiento (figura 7.4C). Entre ambos extremos, existen huevos que presentan una zonación incipiente en la base o parte superior de las columnas o en el contacto con los poros (figura 7.4D). En algunos casos se observan pequeñas venas de color naranja luminiscente o poco luminiscente que cortan la estructura (figura 7.4B). El relleno de los poros suele ser luminiscente naranja brillante con zonas no luminiscentes estando algunas veces zonado.

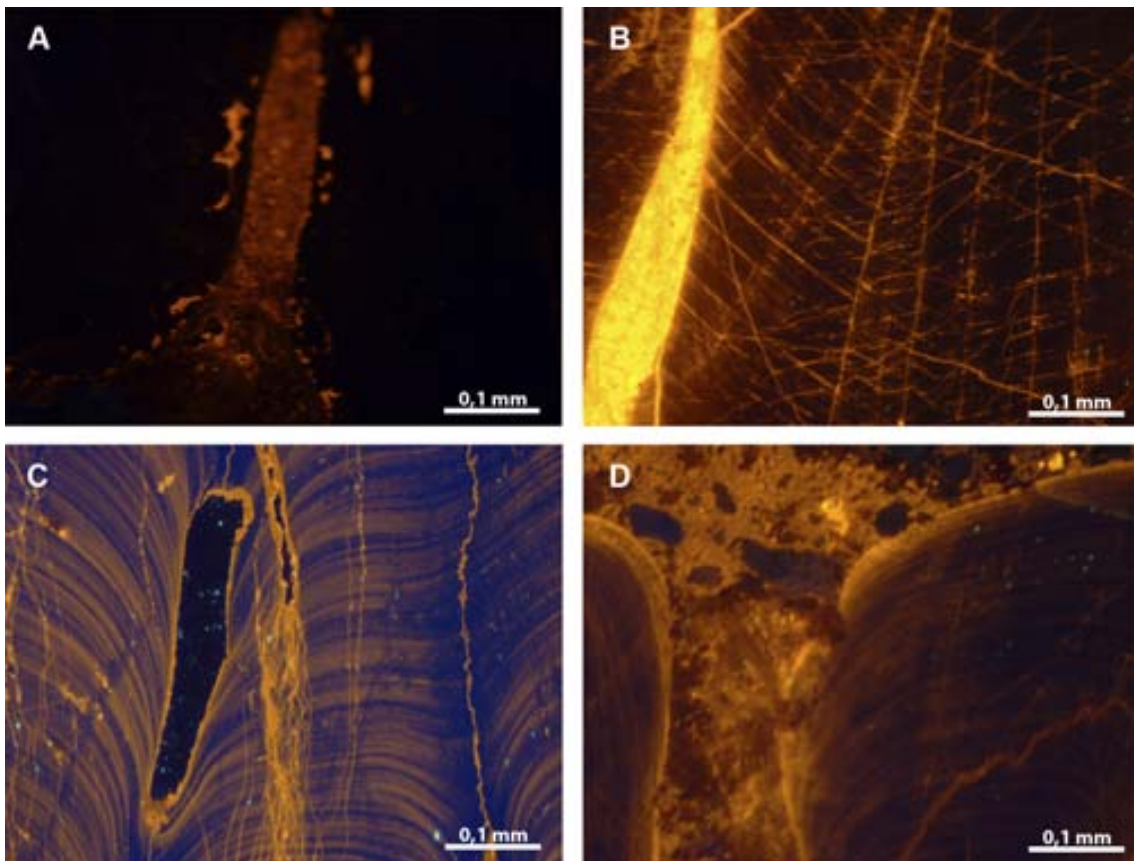


Figura 7.4. Imágenes de catodoluminiscencia de las muestras de huevos de dinosaurio. A. SA-21, detalle de un poro con luminiscencia naranja brillante. Nótese como la calcita de los prismas es no luminiscente. Exposición de 20s. **B.** Zc, los prismas son no luminiscentes a luminiscentes marrón mate mientras que los poros son luminiscentes naranja brillante. Hay pequeñas fracturas rellenas de calcita luminiscente naranja brillante. Exposición de 20s. **C.** P-109, zonación de la calcita de los prismas siguiendo las líneas de crecimiento. Hay pequeñas fracturas rellenas de calcita luminiscente naranja brillante. Exposición de 20s. **D.** FS-08, detalle de la zona de contacto de los prismas con el poro, donde se observa una zonación. Exposición de 20s.

7.1.3. Caracterización geoquímica

7.1.3.1. Isótopos

Tras el análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno, se observa un amplio rango de valores isotópicos, que oscilan entre $-15,03\text{‰}$ y $-7,82\text{‰}$ para $\delta^{13}\text{C}$ y entre $-11,27\text{‰}$ y $1,40\text{‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$. La variación de estos valores tanto entre las distintas secciones como en cada una de ellas no es, en general, muy importante (ver Anexo 7C, D y figura 7.5).

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de las secciones de Pinyes y Can Bertran oscilan entre $-14,33\text{‰}$ y $-11,36\text{‰}$ y los de $\delta^{18}\text{O}$ entre $-2,61\text{‰}$ y $0,71\text{‰}$ y los de las del sinclinal de Vallcebre entre $\delta^{13}\text{C}$ $-15,03\text{‰}$ y $-12,40\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O}$ entre $-3,15\text{‰}$ y $1,40\text{‰}$. Por otro lado, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de Sallent E y W oscilan entre $-11,27\text{‰}$ y $-7,82\text{‰}$ y los de $\delta^{18}\text{O}$ entre $-5,60\text{‰}$ y $-2,05\text{‰}$. Estos dos grupos (Pinyes, Can Bertran y Vallcebre por un lado y Sallent por el otro) quedan bien reflejados en el gráfico $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ (figura 7.5).

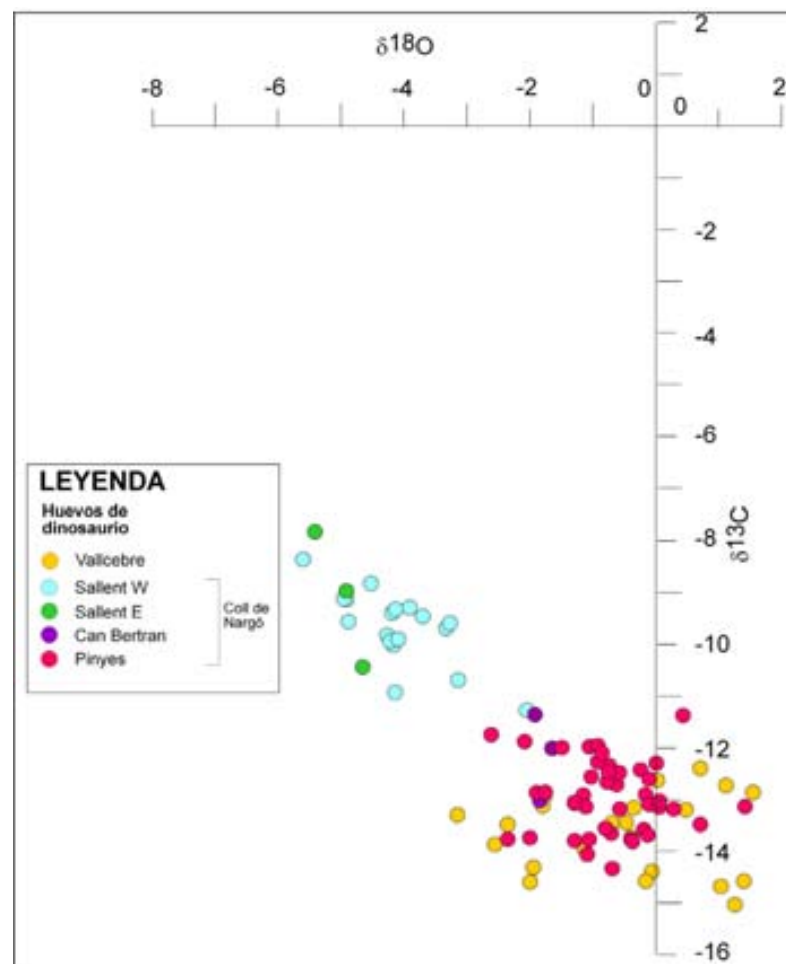


Figura 7.5. Gráfico $\delta^{13}\text{C}$ (VPDB) / $\delta^{18}\text{O}$ (VPDB) de los valores de los huevos de dinosaurio. Se observan dos grupos de huevos: el conjunto de Pinyes, Can Bertran y Vallcebre por un lado y Sallent por el otro.

Además, se han realizado análisis de diversas muestras dentro de un mismo huevo y de diferentes huevos dentro de una puesta para estudiar su variabilidad, no habiéndose observado grandes variaciones. Por el contrario, en las muestras de huevos de diferentes puestas en un mismo nivel estratigráfico se han observado variaciones de como máximo 1,5‰ en $\delta^{13}\text{C}$ y en $\delta^{18}\text{O}$ (Anexo 7C, D).

La evolución vertical de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se ha estudiado en la sección de Pinyes por tratarse de una sección continua y larga con numerosos niveles con huevos de la misma ooespecie (*Megaloolithus siruguei*) que permite ver las variaciones en vertical de los valores isotópicos. Como muestra la figura 7.6 no se observan grandes variaciones en $\delta^{13}\text{C}$ ni en $\delta^{18}\text{O}$ y la tendencia general se mantiene a lo largo de toda la sucesión.

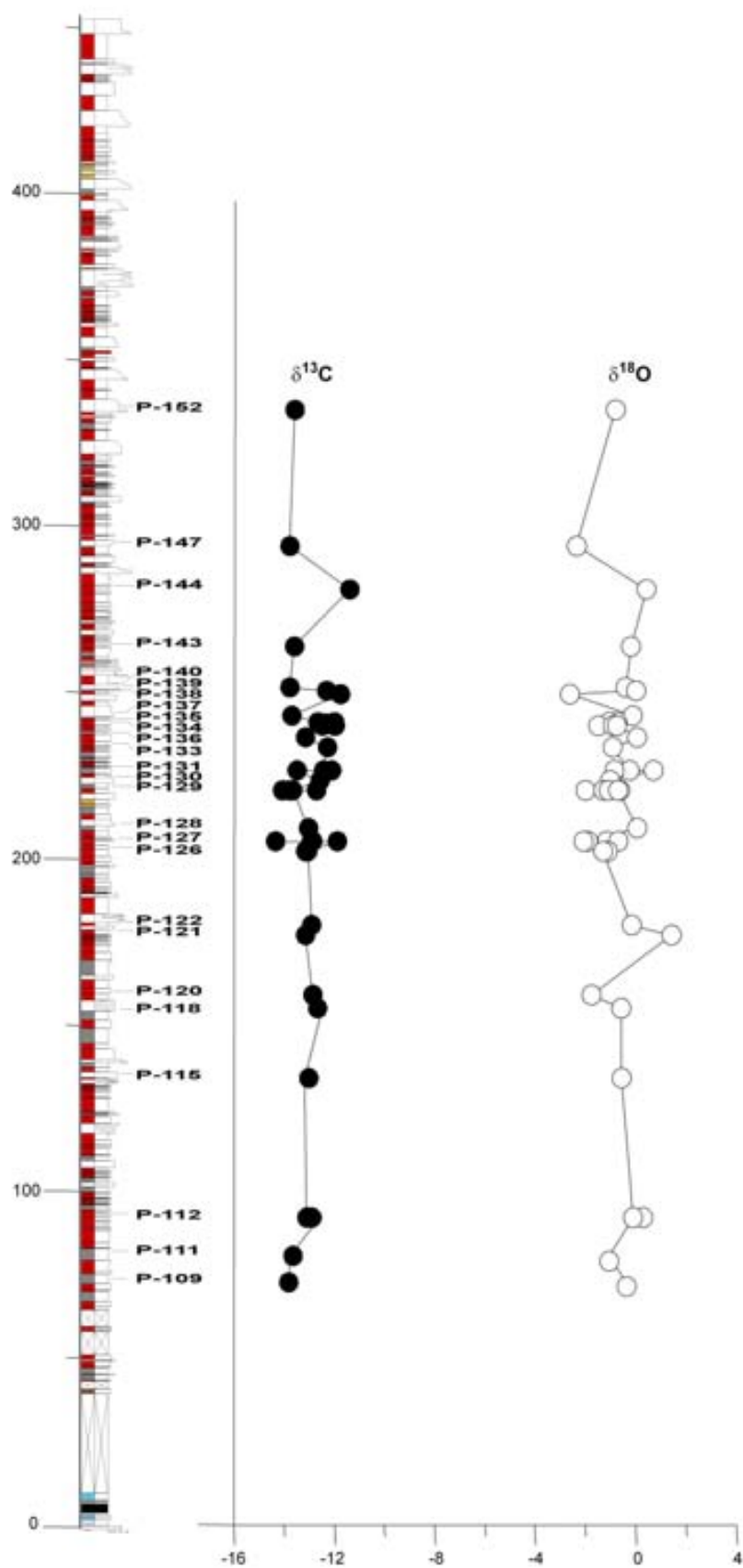


Figura 7.6. Variaciones en vertical de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en los huevos de la sección de Pinyes.

7.1.3.2. Elementos traza

Se han analizado 6 elementos traza junto con el calcio en las columnas de los huevos de dinosaurio: Ba, Fe, Mg, Mn, S y Sr, cuyos resultados se encuentran en los Anexos 7L y 7N.

Los valores más altos corresponden al Sr, superando generalmente las 2000 ppm en las columnas de los huevos, excepto en el caso de las muestras de las secciones de Sallent E y W, que en su mayoría son inferiores a 1000 ppm. Algunas muestras tienen valores de Sr superiores a 5000 ppm (algunos incluso superiores a 10000 ppm). Se trata de muestras que tienen pequeños cristales de celestina y/o estroncianita dispersos dentro de las columnas de los huevos que no pudieron ser eliminados durante la preparación de las muestras de polvo debido a su tamaño y situación dentro de la microestructura.

Los valores de S por lo general no sobrepasan las 500 ppm, aunque existen valores que superan las 1500 ppm, normalmente en casos en que la estructura del huevo contiene celestina. Los valores de Fe por lo general no superan las 500 ppm, aunque hay dos muestras con valores anormalmente elevados. Una de ellas (FS-08) contiene kutnohorita, un carbonato de calcio, manganeso, magnesio y hierro, lo que también hace que el Mg de esta muestra sea más alto de lo normal. De la otra muestra (SA-9Ou) no se dispone de datos de microscopía electrónica con electrones retrodispersados. El Mg presenta en general valores entre 500 y 1500 ppm, siendo ligeramente más elevados los de los huevos del sinclinal de Vallcebre. Hay tres muestras que, sin embargo, tienen valores superiores a 1500 ppm: FS-08, que presenta kutnohorita, y dos muestras más (CP-1A y J-BAR01) de las que no se dispone de datos de microscopía electrónica con electrones retrodispersados. El Mn y el Ba se encuentran con valores bajos, que por lo general no superan las 400 ppm.

En el gráfico de relaciones molares Mg/Ca y Sr/Ca (figura 7.7) se observa como, excepto un valor (muestra SA-21) con celestina, el contenido en Sr de las columnas de los huevos de Sallent es inferior al del resto. Esto también se puede observar en el gráfico que relaciona los valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ con el contenido en Sr (figura 7.8), donde se diferencian dos grupos de huevos con respecto a su contenido en Sr, que también son distintos con respecto a sus valores isotópicos.

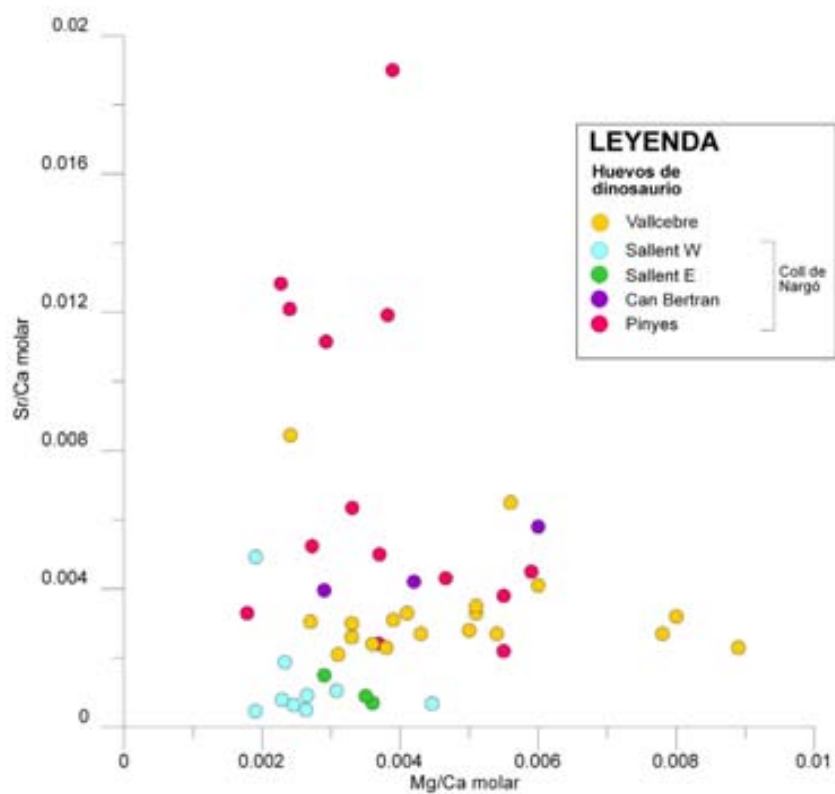


Figura 7.7. Relaciones molares Mg/Ca y Sr/Ca de los huevos de dinosaurio.

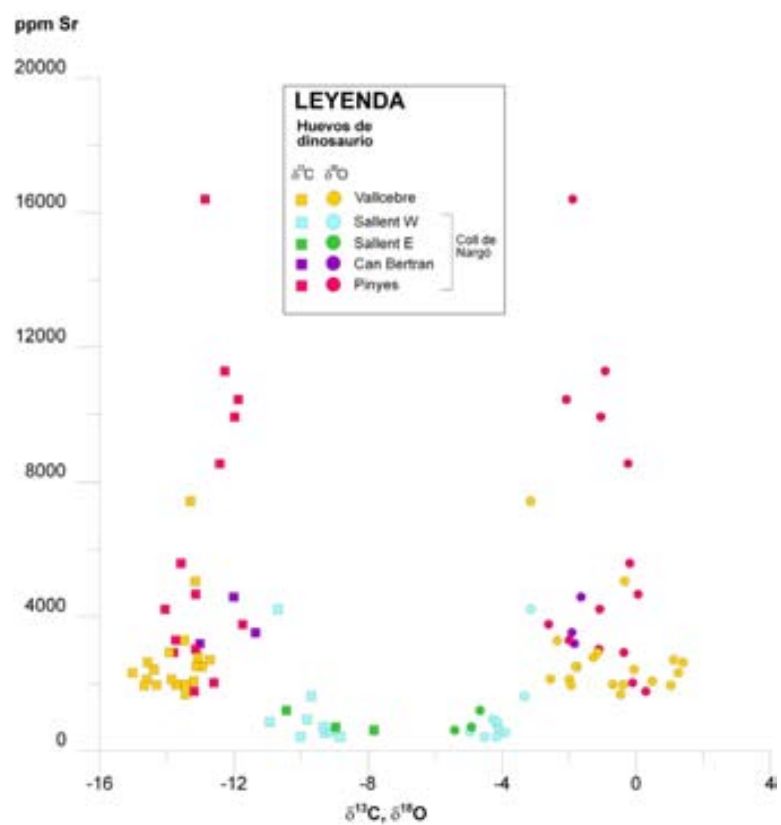


Figura 7.8. Relación de los valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ con el contenido en Sr.

7.2. Nódulos edáficos de carbonato

7.2.1. Caracterización mineralógica

Los datos de difracción de rayos X y microscopía electrónica de barrido con electrones retrodispersados muestran que los nódulos edáficos de carbonato están formados mayoritariamente por calcita (Anexo 7J, K). Además suelen contener cuarzo y, en menor proporción, ilmenita, óxidos de hierro, clinocloro, baritina y baritocelastina. Algunos nódulos del área de Sallent contienen además fluorita.

7.2.2. Caracterización textural-petroológica

Del mismo modo que con los huevos, para estudiar la textura de los nódulos, la distribución de los minerales y su estado de preservación se han realizado observaciones con microscopio petrográfico, microscopio electrónico de barrido con electrones retrodispersados y catodoluminiscencia.

Microscopio petrográfico

Las observaciones con microscopio petrográfico permiten ver que en general los nódulos están formados por micrita y esparita y tienen una textura grumosa (figura 7.9A, B). Algunos presentan cuarzoes detríticos, venas de calcita y zonas con coloraciones más oscuras debidas a los óxidos de hierro (figura 7.9B). Existen también algunas muestras con estructuras de septaria en el núcleo (figura 7.9A).

Microscopio electrónico de barrido con electrones retrodispersados

Las observaciones con microscopía electrónica de barrido con electrones retrodispersados evidencian una matriz de calcita de textura grumosa micropeloidal con granos dispersos de cuarzo y otros minerales como baritina, baritocelastina, filosilicatos, ilmenita y óxidos de hierro (Anexo 7J, K, ver figura 7.9C, D). Los óxidos de hierro pueden llegar a ser abundantes y se encuentran entre los peloides y en algunos huecos haciendo de cemento o bien recubriendo los granos de cuarzo (figura 7.9D). Algunas muestras de Sallent tienen además fluorita. En general, en los bordes, la textura suele ser más grumosa que en el centro, donde muchas veces sólo se observan los relictos de ésta. Algunos nódulos presentan una textura homogénea sin grumos.

Catodoluminiscencia

Bajo catodoluminiscencia la mayor parte de los nódulos se presentan poco luminiscentes o luminiscentes naranja o marrón mate (figura 7.10A, B). Hay zonas no luminiscentes o luminiscentes de color naranja, estas últimas normalmente entre los grumos o en los bordes del nódulo y a veces zonadas (figura 7.10A, B, C). Sin embargo, alguna de las muestras es luminiscente naranja brillante, con áreas zonadas y zonas con luminiscencia muy brillante (figura 7.10D).

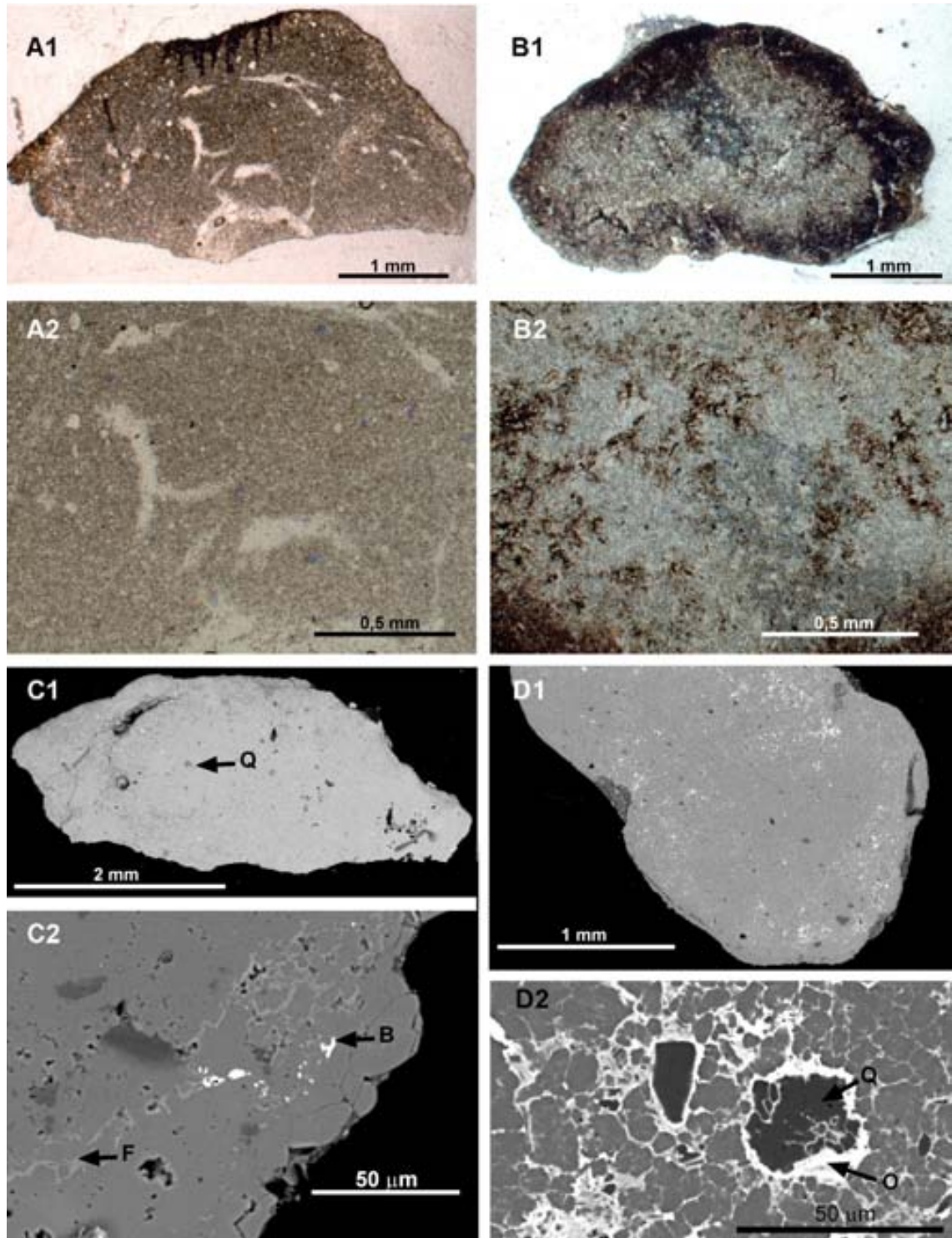


Figura 7.9. Imágenes de microscopio petrográfico (A, B) y microscopio electrónico de barrido con electrones retrodispersados (C, D) de las muestras de huevos de dinosaurio. **A1, A2.** P-117, formada por micrita y esparita, donde se observa una estructura de septaria en el núcleo. **B1, B2.** PC-18, que se presenta microesparitizada y tiene zonas oscuras correspondientes a óxidos de hierro. **C1, C2.** P-117, donde se observa cómo la mayor parte del nódulo está formado por calcita de textura grumosa (color gris), aunque existen algunos cristales más oscuros de cuarzo detrítico (Q). En la fotografía de detalle (C2) se observan cristales de baririna (B, color blanco) y filosilicatos (F, gris claro) que ocupan las zonas entre los grumos. **D1, D2.** PC-18, que muestra una textura peloidal (ver detalle en D2) con cuarzos (Q, color gris oscuro) recubiertos por óxidos de hierro (O, color blanco), éstos últimos también se encuentran como cemento.

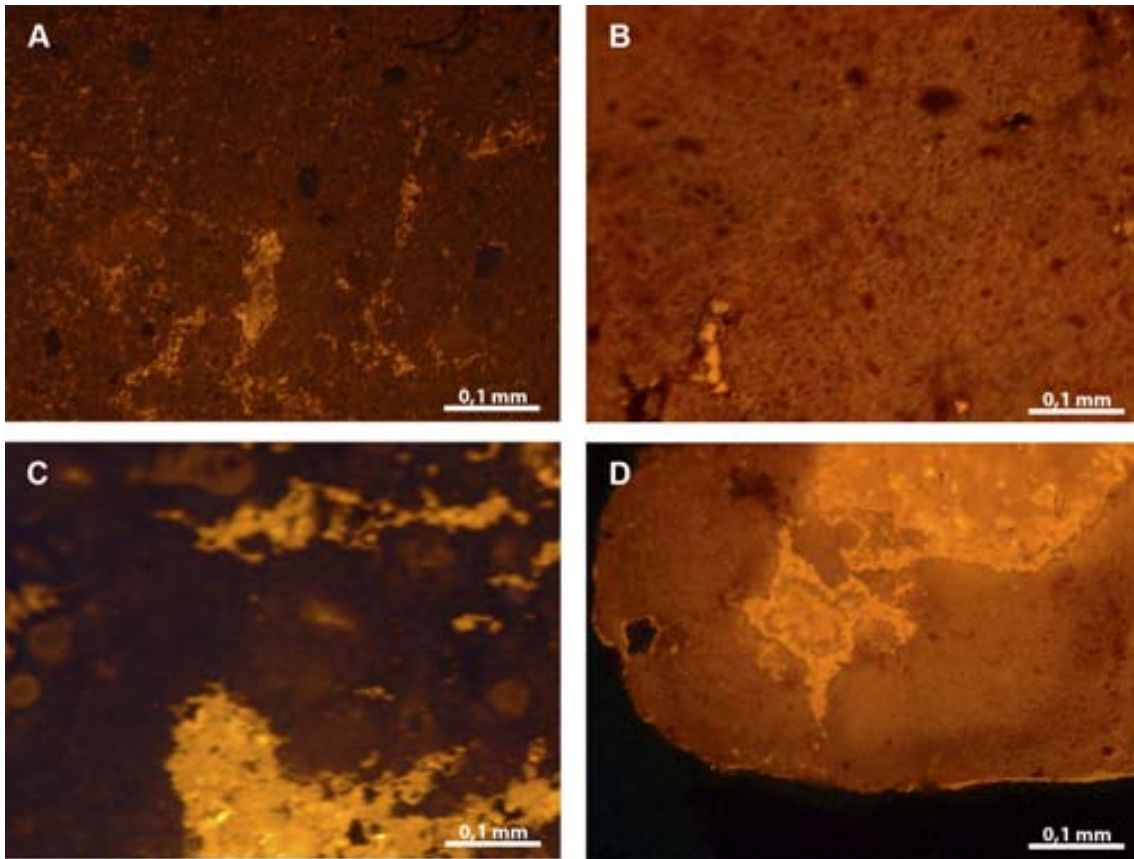


Figura 7.10. Imágenes de catodoluminiscencia de las muestras de huevos de dinosaurio. **A.** P-117, con luminiscencia marrón a naranja mate en general, aunque existen zonas un poco más luminiscentes normalmente entre los grumos. Exposición de 10s. **B.** PC-18, con luminiscencia naranja mate general, aunque existen zonas luminiscentes naranjas y no luminiscentes. Exposición de 5s. **C.** P-132, con luminiscencia en general marrón o naranja mate, aunque presenta algunas zonas más luminiscentes. Exposición de 20s. **D.** PC-09, con luminiscencia naranja brillante en el que se observan zonas con luminiscencia mucho más elevada que están zonadas en la parte central del nódulo. Exposición de 5s.

7.2.3. Caracterización geoquímica

Isótopos

A partir del análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno de los nódulos edáficos de carbonato se han obtenido los resultados de las tablas de los Anexos 7D, 7F y 7G. En ellas, se observa una cierta dispersión de los valores isotópicos especialmente para $\delta^{13}\text{C}$, que oscilan, en general, entre -12,19‰ y -4,17‰ para $\delta^{13}\text{C}$ y entre -5,32‰ y -3,56‰ para $\delta^{18}\text{O}$ (figura 7.11).

En el sinclinal de Coll de Nargó, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de las secciones de Pinyes y Can Bertran oscilan entre -8,60‰ y -4,17‰ y los de $\delta^{18}\text{O}$ entre -5,15‰ y -4,26‰ y los de $\delta^{13}\text{C}$ de Sallent E y W entre -9,09‰ y -7,71‰ y los de $\delta^{18}\text{O}$ entre -5,32‰ y -4,11‰. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ del sinclinal Vallcebre oscilan entre -12,19‰ y -5,79‰ y los de $\delta^{18}\text{O}$ entre -5,06‰ y -3,56‰. Por otro

lado, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de las muestras del sinclinal de Trepmp (sección del Puig Pedrós) oscilan entre $-10,83\text{‰}$ y $-7,71\text{‰}$ y los de $\delta^{18}\text{O}$ entre $-5,18\text{‰}$ y $-3,80\text{‰}$.

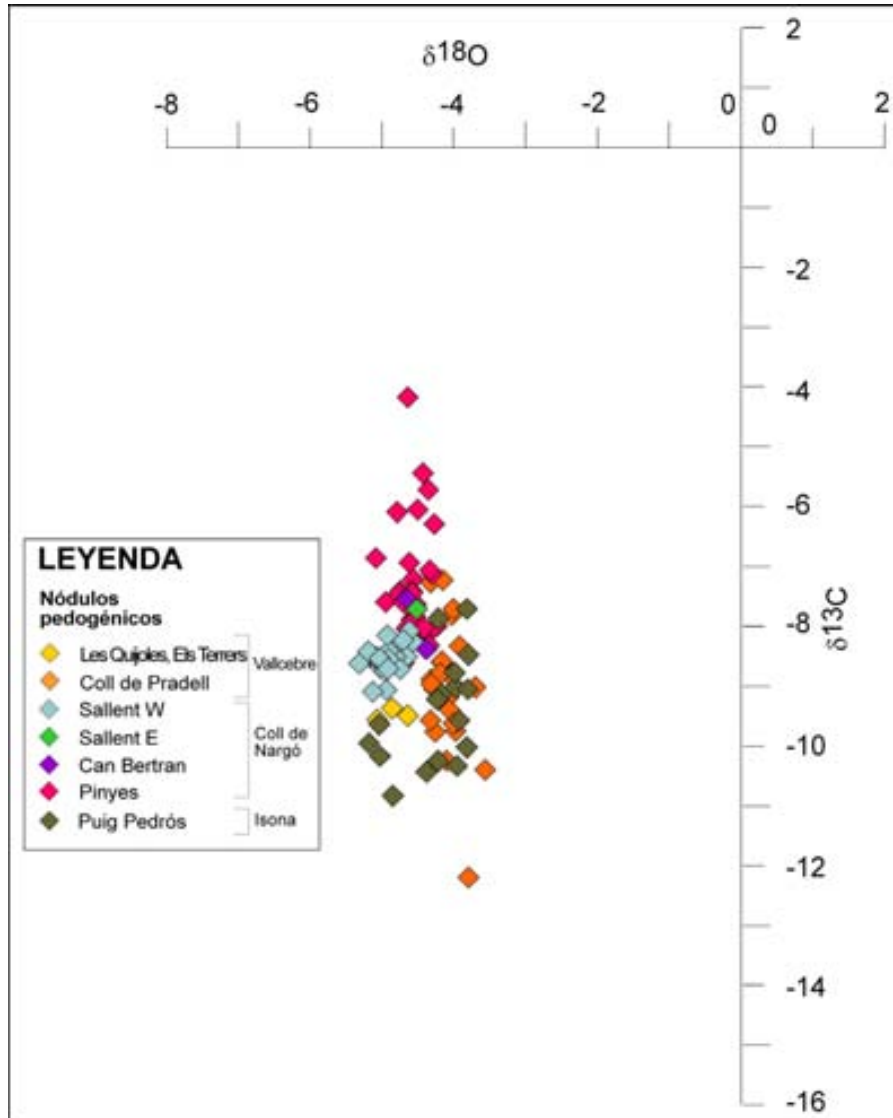


Figura 7.11. Relación de los valores $\delta^{13}\text{C}$ / $\delta^{18}\text{O}$ correspondientes a los nódulos pedogénicos. Se observa una cierta dispersión de los valores respecto a $\delta^{13}\text{C}$.

La evolución vertical de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se ha estudiado en la sección de Pinyes por tratarse de una sección continua y larga con numerosos niveles con nódulos edáficos de carbonato que permite ver las variaciones en vertical de los valores isotópicos. Como muestra la figura 7.12 no se observan grandes variaciones en $\delta^{13}\text{C}$ ni en $\delta^{18}\text{O}$ y la tendencia general se mantiene a lo largo de toda la sucesión, tal como ocurre con los valores isotópicos de los huevos de esta sección.

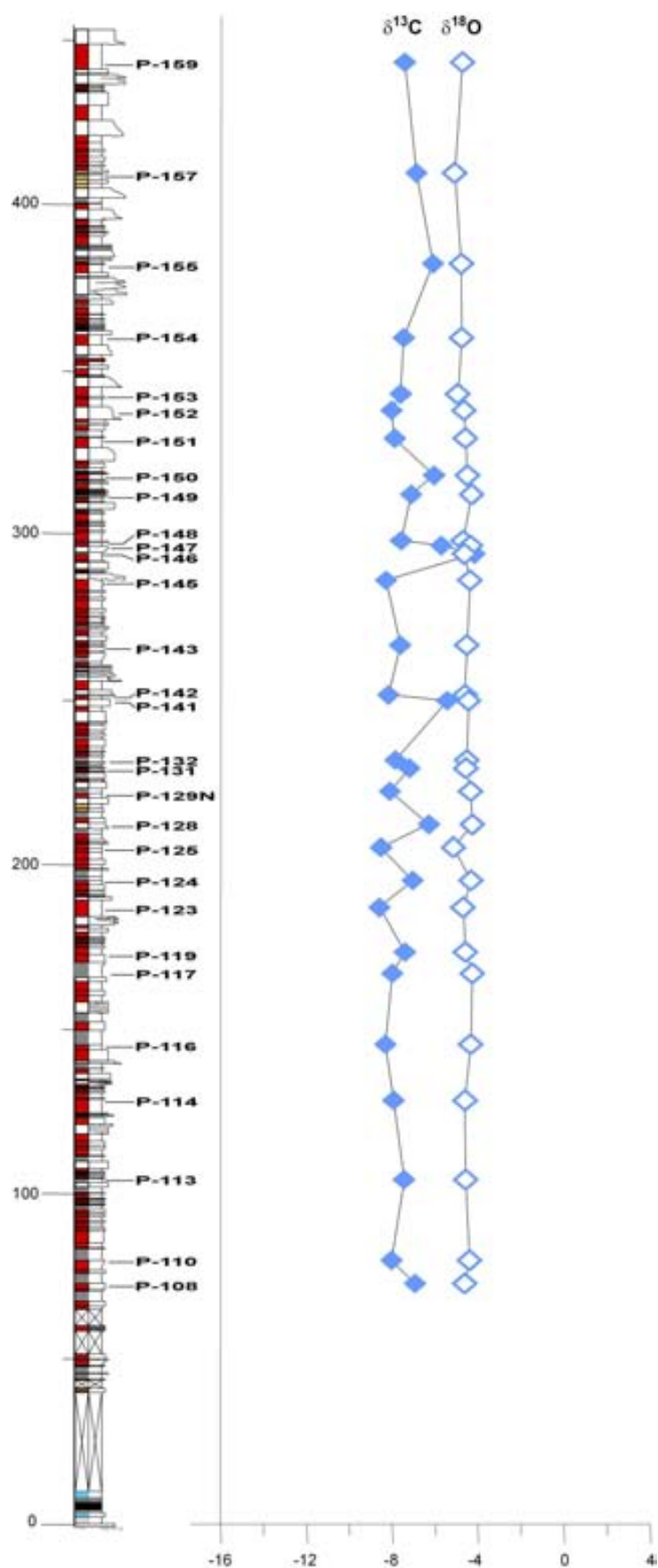


Figura 7.12. Variaciones en vertical de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en los nódulos edáficos de carbonato de la sección de Pinyes.

Elementos traza

Para las muestras de nódulos edáficos se han analizado 7 elementos traza además del calcio: Ba, Fe, Mg, Mn, S y Sr (Anexos 7M y 7O). No se tienen datos de los nódulos del Puig Pedrós.

Los valores de Ba son en general bajos, no sobrepasando las 700 ppm. Sólo hay 3 muestras que superan esta cantidad: P-141 y P-143N, con baritocelastina detectada en las difracciones de RX, y PC-06, de la que no se disponen datos de electrones retrodispersados, que seguramente también contiene cantidades de este mineral no detectadas en los análisis de difracción de RX. Los valores de Fe para las muestras de Vallcebre y Sallent no superan las 800 ppm. Sin embargo, los valores de este elemento para las muestras de Pinyes oscilan entre 700 y casi 2500 ppm. Así, la muestra P-143N, tiene una cantidad de Fe muy elevada porque contiene clinocloro, un aluminosilicato con Fe, Mg y Al. Otras muestras contienen otros silicatos y óxidos con hierro, entre ellos ilmenita, lo que explicaría sus elevados valores de Fe (ver Anexo 7J). Estos minerales se encuentran en forma de cristales pequeños dentro de los nódulos, por lo que no pudieron ser eliminados durante la preparación de las muestras.

Los valores de Mg son más altos y oscilan entre 450 y 2500 ppm, aunque la mayoría se encuentran entre 1000 y 1500 ppm. En la sección de Pinyes un gran número de muestras superan las 2000 ppm de Mg, lo que se explica por el mismo motivo que el hierro, es decir, la presencia de clinocloro, arcillas y otros filosilicatos. Los valores de Mn son generalmente inferiores a 1000 ppm, aunque existen muestras con valores más elevados.

El S y el Sr se encuentran en general con contenidos más bajos. Los valores de S generalmente son inferiores a 500 ppm, aunque hay algunos más elevados, superando las 12000 ppm (P-143N y PC-06). Lo mismo ocurre con el Sr, no superando en general las 700 ppm pero con valores mucho más elevados para estas dos muestras llegando a casi 30000 ppm en el caso de P-143N. Los valores elevados de S, Sr y Ba en la muestra P-143N se deben a la presencia en ella de baritocelastina. En el caso de la muestra PC-06 no se tienen datos de electrones retrodispersados, pero el hecho de que también contenga cantidades elevadas de Ba y Sr hace pensar que los valores anómalos se deben a la presencia de baritocelastina.

En el gráfico de relaciones molares Mg/Ca y Sr/Ca (figura 7.13) se observa como la mayoría de muestras tienen contenidos bajos de Sr a excepción de las dos muestras anteriormente mencionadas. En general, las muestras tienen más Mg que Sr.

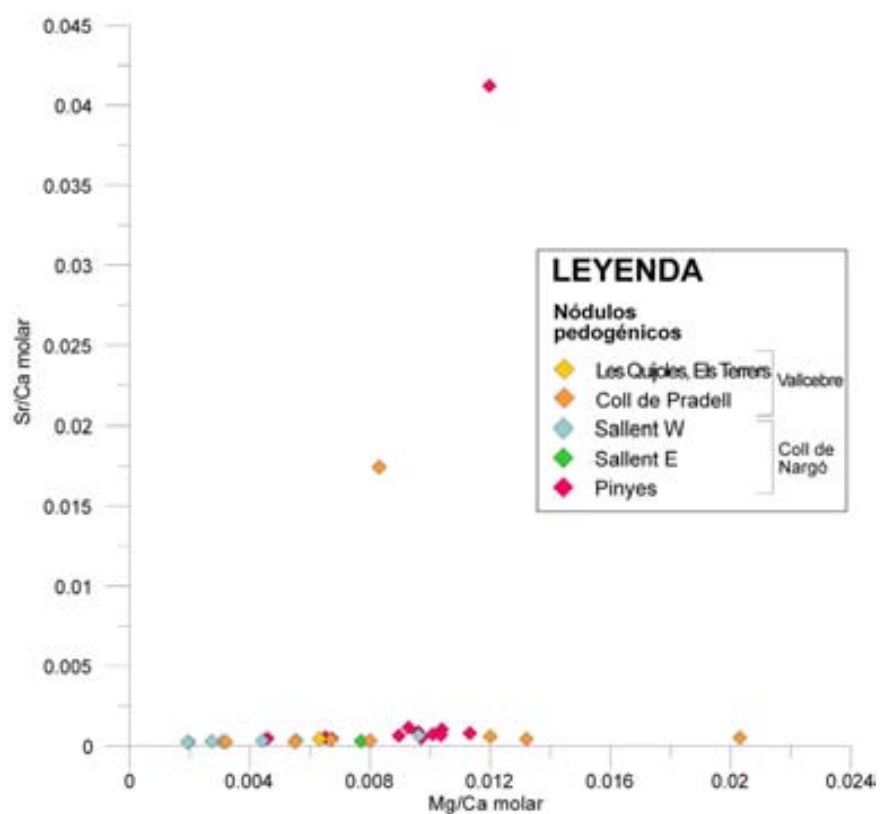


Figura 7.13. Relaciones molares Mg/Ca y Sr/Ca de los nódulos edáficos de carbonato.

Capítulo 8

Discusión

8.1. Sucesión sedimentaria y datación

8.1.1. Sucesión sedimentaria

8.1.1.1. Unidad gris

A modo de resumen, la unidad gris tiene una potencia similar de Vallcebre a Isona (unos 100 m). Al oeste de Isona (Barranc de la Posa) va perdiendo potencia progresivamente hacia el oeste (pasa a 35-40 m en Orcau y Suterranya y 20 m en Arén y Serraduy). Las facies y su sucesión vertical son muy similares en todas las áreas, de Vallcebre a Isona. En la base, en la transición con los ambientes marinos, se encuentra un horizonte de margocalizas muy constante y por encima de éste niveles de calizas con carofitas y carbones. Las arcillas negras y el carbón están más representados hacia el este (Vallcebre) y van perdiendo entidad progresivamente hacia el oeste.

En cuanto a las carofitas, se han encontrado diversos géneros y especies en común en las diferentes áreas. Así, *Peckichara cancellata* y *Microchara cristata* se han citado en los sinclinales de Vallcebre y Tremp (Valle de Barcedana) (Feist y Colombo, 1983; Masriera y Ullastre, 1988), *Porochara malladae* en los de Coll de Nargó y Tremp (Vall de Barcedana y Barranc de la Posa) y *Platychara compressa*, *P. turbinata* y *Peckisphaera clavata* en los de

Coll de Nargó y Trep (Barranc de la Posa; Liebau, 1973; Feist y Colombo, 1983). Algo similar sucede con los invertebrados. Se han encontrado los ostrácodos *Bairdia* sp. y *Cytherella* sp., el foraminífero *Fascispira colomi*, los bivalvos *Cyrena*, *Cerastoderma*, *Corbicula*, además de ostreidos, y los gasterópodos *Melanopsis*, *Pyrgulifera*, *Cerithium*, *Physa* y *Lychnus* en los sinclinales de Vallcebre y Trep (Liebau, 1973; Feist y Colombo, 1983; Vila et al., 2009a).

La transición entre los materiales marinos y la unidad gris

En los sinclinales de Vallcebre, Coll de Nargó y Trep se observan sucesiones prácticamente idénticas para la transición entre los materiales marinos y la unidad gris de la Fm. Trep (figura 8.1). Ésta se produce a partir de un nivel de margocalizas y calizas margosas de potencia muy constante (6-6,5 m, excepto en Isona, donde tiene 4 m). Más al oeste de Isona este nivel no vuelve a encontrarse. Entre Coll de Nargó y Vallcebre este mismo horizonte aflora en Tuixent, aunque muy afectado por tectónica.

En cuanto a la sucesión de invertebrados, a 2 metros del techo, alrededor del metro 4 (metro 2,5 en Isona) existe una acumulación de ostreidos (secciones de Isona, Coll de Nargó, Mina Esquirol, Pla de la Barraca; figura 8.1). Además, en la base de la sucesión se suelen encontrar gasterópodos del género *Cerithium*. Respecto a los vertebrados, se encuentran restos de rayas y huellas de dinosaurio a techo de la sucesión en muchas de las secciones (figura 8.1). También se hallan los mismos restos de plantas, especialmente en el techo, donde se dan abundantes acumulaciones de *Frenelopsis* y algunas hojas de *Sabalites* (figura 8.1). Las orientaciones de los ejes de *Frenelopsis* muestran una orientación general E-W (sinclinales de Vallcebre y Coll de Nargó).

Todos estos rasgos demuestran que este nivel es el mismo en los sinclinales de Vallcebre, Coll de Nargó y Trep, pudiendo haberse extendido a lo largo de más de 60 Km. Además, por debajo y encima de este nivel se encuentran los mismos rudistas (*Hippurites radiosus* e *Hippuritella castroi*, este último en los sinclinales de Trep y Coll de Nargó, figura 8.3). La gran extensión del nivel de los cementos se puede extrapolar al manto del Cadí (ya fuera del ámbito de este trabajo). Aquí, en una serie de pocos metros de potencia (entre 160 y 360) se observa una sucesión geológica muy parecida. Así, en los materiales marinos infrayacentes a la Fm. Trep se encuentra el rudista *Hippurites radiosus*, en los niveles de la base de la Fm. Trep afloran las margocalizas basales, encima de las cuales se encuentran calizas y los materiales de la unidad roja inferior (formada por areniscas maduras parecidos a las facies de Arenisca con reptiles). Por encima existen unas calizas con abundante *Microcodium* (Costa, 1985; Vicens, 1992; ver Vergés et al., 1994).

Todo lo anterior tiene importantes implicaciones, ya que al tratarse de un nivel isócrono sirve de correlación entre los diferentes sectores (líneas de correlación 1 y 2, ver Anexo 2A). Además indicaría que todas estas áreas formaban parte de una misma cuenca.

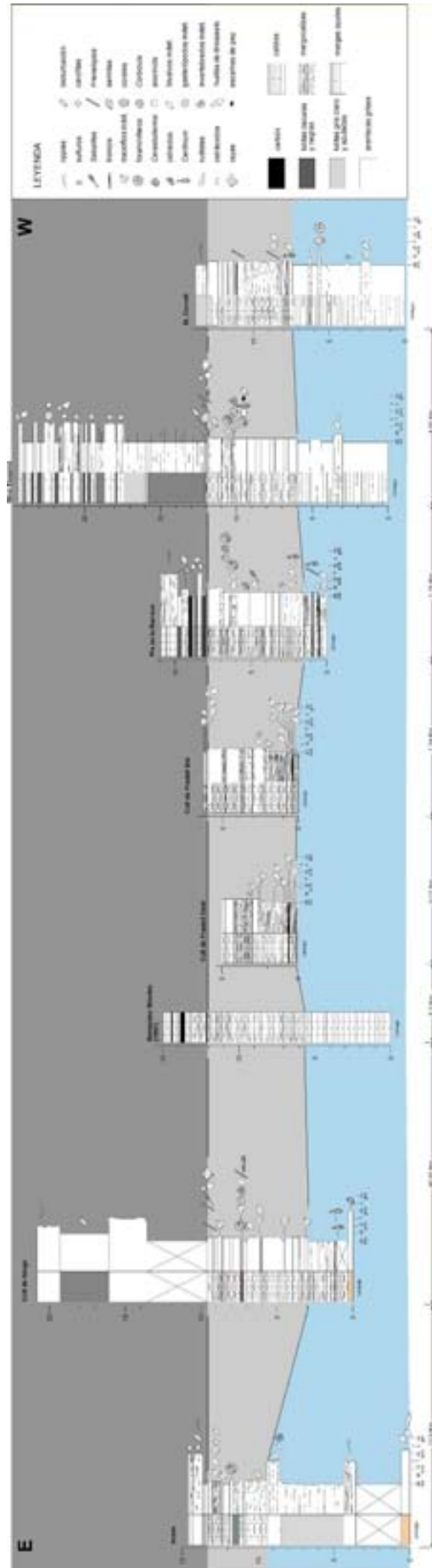


Figura 8.1. Secciones estratigráficas de la transición entre los materiales marinos y la unidad gris de la Fm. Tresp en los sinclinales de Vallcebre, Coll de Nargó y Tresp (Anexo 8).

La sucesión del nivel de los cementos con los estratos infrayacentes y suprayacentes en conjunto marca una tendencia general regresiva que puede ser correlacionada con la caída eustática que separa los ciclos de tercer orden 4.4 y 4.5 (Haq et al., 1987) documentada por diversos trabajos (ver referencias en Miller et al., 2003).

8.1.1.2. Unidad roja inferior

A diferencia de la unidad gris, la unidad roja inferior presenta potencias distintas en cada una de las áreas debido a la diferente acomodación condicionada por las estructuras tectónicas. Las coloraciones de las lutitas adquieren diversas tonalidades predominando, en la parte superior de la unidad del sinclinal de Tremp las lutitas naranjas (no existentes en el de Vallcebre) y en el de Coll de Nargó las lutitas rojas en prácticamente toda la serie. Las facies de Coll de Nargó se encuentran mucho más edafizadas que las del resto de áreas. Además, las facies de Arenisca con reptiles en el sinclinal de Vallcebre corresponden a un sistema fluvial *braided* y en el de Tremp a sistemas meandriformes. Todos estos rasgos reflejan facies cada vez más distales hacia el oeste.

Por lo que respecta a las carofitas, *Peckichara sertulata* se ha encontrado en los sinclinales de Vallcebre, Coll de Nargó y Tremp (Feist y Colombo, 1983). En los sinclinales de Vallcebre y Tremp además se encuentran *Microchara cristata* y, justo en la base de las Calizas de Vallcebre y equivalentes laterales, *Maedleriella* sp. A (Feist y Colombo, 1983). En algunos de los niveles de calizas de esta unidad se encuentra *Lychnus* (sinclinales de Coll de Nargó y de Tremp). Las icnoespecies *Spirographites ellipticus* y *Naktodemasis boweni* están presentes en todas las áreas estudiadas.

8.1.1.2. Sucesión sedimentaria general

La figura 8.2 muestra la evolución de las facies en vertical en las columnas del sector oriental del sinclinal de Tremp y del sinclinal de Vallcebre. En ellas se observa como se produce una continentalización progresiva de las facies en vertical, pasando de facies de ambientes de transición (F1 a 5A y F6) a facies continentales cada vez más rojas (F9 a F12) en las que predominan las lutitas (F9 a F11) que reflejan una regresión marina gradual. En ambas áreas se observa como se encuentran, en la parte media de la sucesión y especialmente en la alta (Calizas de Vallcebre y equivalentes laterales), momentos en que se depositan facies palustres y lacustres (F2).

En la parte alta de la sucesión se da una predominancia de las facies de areniscas (F12) que en el sinclinal de Vallcebre coincide con el nivel de Arenisca con reptiles y se ha relacionado con un pico de máxima regresión que representa un período de flujos de alta energía (Oms et al., 2007). Esta tendencia hacia una predominancia de las areniscas marca un cambio de facies de llanura de inundación a facies de canales fluviales de tipo meandriforme y *braided*. Los datos de paleomagnetismo sugieren que la Arenisca con reptiles y las areniscas de la parte más alta del sinclinal de Tremp

se pueden correlacionar con el Conglomerado de la Galante y el Conglomerado Fleuri de la Provenza y la vertiente surpirenaica, respectivamente, en la parte superior del C29r (apartado 2.3; ver Westphal y Durand, 1990, Cojan et al., 2000; ver también Leleu et al., 2009). Además, las similitudes sedimentológicas son evidentes en especial entre la Arenisca con reptiles y el Conglomerado de la Galante (ver Westphal y Durand, 1990). Estos niveles se han relacionado con una importante regresión ligada a un cambio climático o un evento tectónico (Oms et al., 2007).

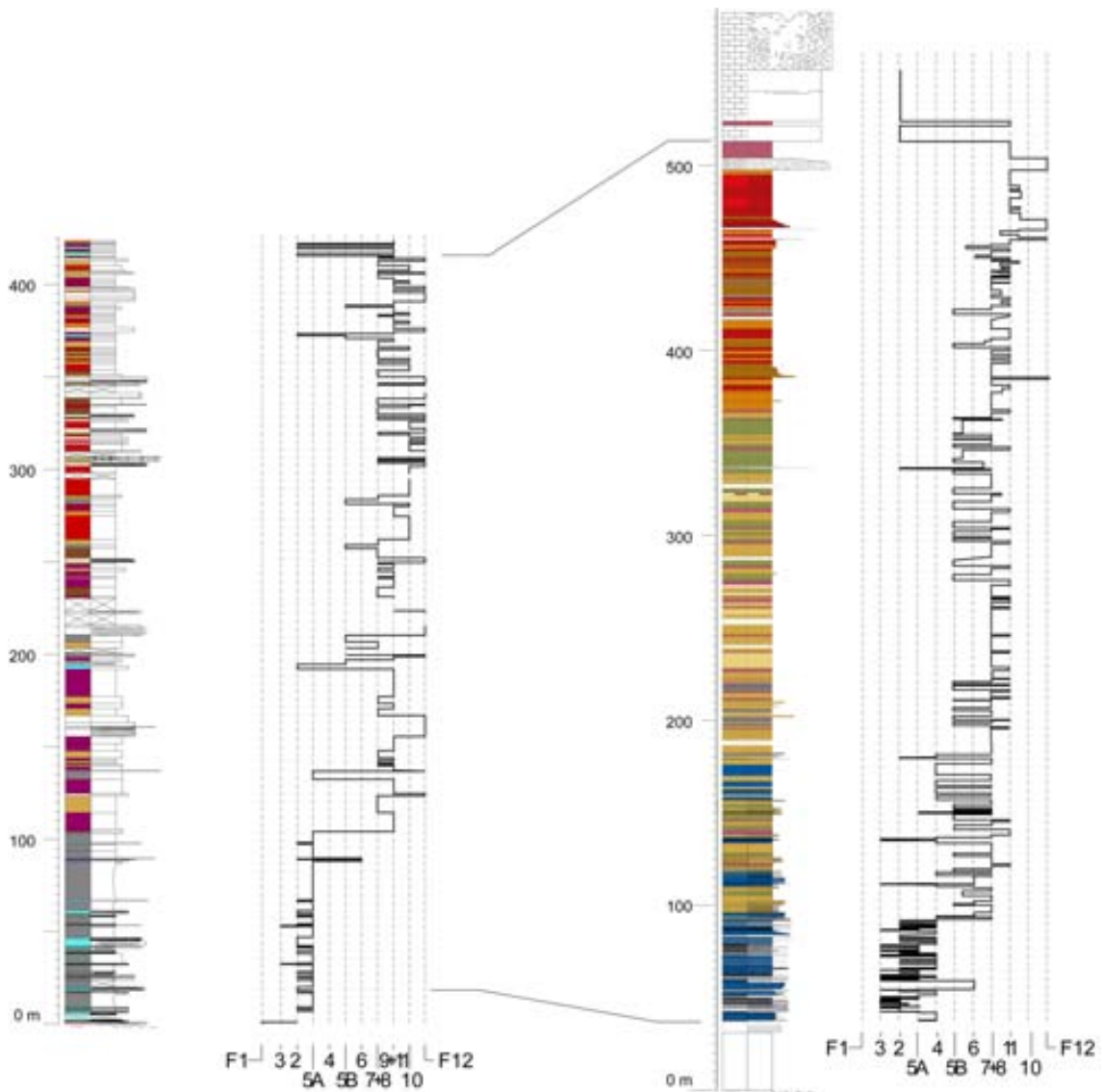


Figura 8.2. Ordenación vertical de las facies en una columna compuesta del área de Isona (sinclinal de Tresp) y del sinclinal de Vallcebre (modificada de Oms et al., 2007).

8.1.2. Datación

8.1.2.1. Magnetoestratigrafía del sector oriental del sinclinal de Tremp (Conca Dellà)

A pesar de que los resultados de paleomagnetismo obtenidos presentan en general problemas (a excepción de la sección de Orcau), son congruentes con los datos disponibles en otras áreas. El intervalo 1 (ver apartado 4.4.2, figura 4.14), de polaridad inversa, pasa la prueba del pliegue. Integrándolo en el marco litoestratigráfico general queda por encima del nivel de las margocalizas basales (nivel de los cementos) que es isócrono y sirve de correlación entre los sinclinales de Tremp y Vallcebre. Como consecuencia de ello y, teniendo en cuenta la magnetoestratigrafía de Vallcebre (Oms et al., 2001), este intervalo se puede correlacionar con el C31r. Además, unos 430 m por debajo de la Fm. Arén, en la infrayacente Fm. Vallcarga (Mb. Margas de Salàs), las faunas de ammonites e inocerámidos indican una edad Campaniense superior (Mercedes, 2005; ver también Niebuhr, 2004), así como el rudista *Hippurites radiosus*, encontrado en la Fm. Arén, ha sido datado como Campaniense terminal (Vicens et al., 2004). Todo esto corrobora la edad Maastrichtiense de la base de la Fm. Tremp.

El intervalo 2 (ver apartado 4.4.2, figura 4.14) presenta polaridades normales o inversas claramente definidas que podrían deberse a procesos parciales de remagnetización, comunes en las facies de lutitas rojas. Dado que el intervalo 1 se correlaciona con el C31r y, teniendo en cuenta el esquema litoestratigráfico general, el intervalo 2 correspondería a los cronos 31n, 30r y 30n. El intervalo 3 tiene polaridades inversas y, por su posición estratigráfica en el marco general, puede correlacionarse con el cron C29r. El intervalo 4 presenta polaridades normales pero su integración en el marco litoestratigráfico general y el hecho de haber encontrado restos óseos probablemente de dinosaurios en este intervalo, sugieren que también forma parte del C29r. El intervalo 5 presenta polaridades inversas y, por su posición y la correlación en el marco litoestratigráfico establecido con otras zonas, correspondería a la parte alta del C29r.

Los últimos restos de dinosaurios *in situ* (icnitas del yacimiento de Barranc de Guixers) se encuentran casi en el límite superior del intervalo de polaridad 3. Los restos de dinosaurios en general son abundantes en los intervalos 1, 2 y 3, habiéndose encontrado escasos restos en el 4 y ninguno en el 5, lo que corrobora esta correlación.

8.1.2.2. El límite K/T en el sinclinal de Tremp

El límite K/T se localiza en la mitad superior del cron C29r (ver Ogg et al., 2004). En el sinclinal de Vallcebre este límite estaría localizado entre la Arenisca con reptiles y las Calizas de Vallcebre (ver Oms et al., 2007 y referencias citadas), en la última presencia sin retrabajamiento de la carofita *Peckichara sertulata* (Feist y Colombo, 1983). En el sinclinal de Àger, en la sección de Fontllonga, el límite K/T se ha situado entre las últimas huellas de

dinosaurios (8 metros por debajo del final del cron C29r) y un yacimiento de vertebrados de edad paleocena (justo en el techo de este intervalo), en un nivel de lutitas de 3 metros de potencia (López-Martínez et al., 1998). Respecto a los estudios isotópicos llevados a cabo en esta sección para situar el límite K/T, habría que tomar sus resultados con cautela ya que en las curvas isotópicas se mezclan datos de diferentes tipos de carbonatos, lo que conlleva dificultades en su comparación y podría conducir a errores de interpretación.

En el sinclinal de Tremp, los estudios de carofitas permiten situar el límite K/T por debajo del primer nivel de calizas en Sant Salvador de Toló (línea de correlación I15 en secciones I3, I6, I7B Anexo 2A), con una asociación de floras paleocena (Feist y Colombo, 1983), y por encima de las margas infrayacentes en las calizas del Tossal de la Doba (techo de las secciones I22, I26, I29-I31 Anexo 2A), que contienen una asociación del Maastrichtiense terminal (Feist y Colombo, 1983), además de moluscos del Maastrichtiense superior (Masriera y Ullastre, 1988). Ambos niveles se encuentran en el intervalo 3 (C29r). Los últimos restos de dinosaurios *in situ* (Barranc de Guixers) se hallan en la parte más alta del intervalo de polaridad 3 (C29r). También se han encontrado huesos, muy probablemente de dinosaurios pero aún en proceso de restauración, en las margas justo por debajo de las Calizas del Tossal de la Doba (R. Gaete, comunicación personal). Así, el límite K/T se localizaría en un intervalo de 46 m entre ambos niveles calizos (ver también discusión en apartado 8.4.2).

8.1.2.3. Datación de la Fm. Tremp en el sinclinal de Coll de Nargó

Al no existir estudios de magnetoestratigrafía en el sinclinal de Coll de Nargó, no se había podido establecer la edad de la Fm. Tremp en este área. Sin embargo, en la base de la Fm. Tremp aflora el nivel de margocalizas basales, que en el sinclinal de Vallcebre se correlaciona con la parte superior del cron C32n.1n (Oms et al., 2007), de edad Maastrichtiense basal aunque no puede descartarse totalmente que pertenezca a los últimos metros del Campaniense (Ogg et al., 2004). Además, la súbita desaparición de los niveles con huevos atribuidos a la ooespecie *Megaloolithus siruguei* podría correlacionarse con el final de la Asociación 2 de Garcia y Vianey-Liaud (2001a) que en el sinclinal de Vallcebre se encuentra en la parte superior del C31r, del Maastrichtiense superior (Vila et al., en revisión). Por todo ello se concluye que la parte medida de la serie que aflora es de edad Maastrichtiense.

8.1.3. Precisiones estratigráficas y cronológicas

8.1.3.1. Sinclinal de Tremp

Algunos autores (Cuevas 1992; Berástegui y Losantos, 2001, 2004) han establecido que las calizas del Tossal de la Doba (techo de las secciones I23, I27, I30, I31 y I32 Anexo 2A) y las Calizas de Suterranya y del Puig Pedrós (techo de las secciones I1 a I7 Anexo 2A) se encuentran en posiciones

estratigráficas muy distintas. Así, según estos autores, las primeras se localizan en el techo de la Fm. Conques (Cuevas, 1992) y las segundas, con categoría de formación, entre las formaciones Tarn y Esplugafreda. Sin embargo, al observar el panel de correlación no parece que exista una gran heterocronía entre ellas (ver Anexo 2A, Riera et al. 2009b). Esta apreciación concuerda con la correlación de Ardèvol et al. (2000) que, sin embargo, no ofrece suficiente detalle como para establecer más comparaciones. A excepción de esto, el esquema de Cuevas (1992) y Berástegui y Losantos (2001, 2004) sigue vigente.

Los estudios de magnetoestratigrafía en el área oriental del sinclinal de Trespallanca han permitido datar el horizonte de *Hippuritella castroi* s.s. (líneas I5A-C, ver Anexo 2A). Previamente se había considerado de edad Campaniense superior (Vicens et al., 2004), pero los resultados magnetoestratigráficos permiten situarlo en la parte baja del cron C31r, perteneciente al Maastrichtiense inferior.

8.1.3.2. Sinclinal de Àger

En la sección de Fontllonga (sinclinal de Àger), se reconoce sin dificultades la secuencia de polaridad de los cronos C31n a C29n (Galbrun et al. 1993), aunque con relativamente pocas muestras y algunos intervalos sin datos. En la base de la serie se encuentra un pequeño intervalo de polaridad inversa representado por 3 muestras, la más alta de las cuales de polaridad normal, y que no correlacionan con ningún cron (figs. 5 y 6 en Galbrun et al., 1993). Tras 15 m de sección sin muestras, existe un intervalo de polaridad normal representado por 4 muestras, la más baja las cuales inversa, correlacionado con el C32n y un intervalo de polaridad inversa, representado por 3 muestras, correlacionado con C31r (figs. 5 y 6 en Galbrun et al., 1993).

En trabajos posteriores (figs. 3 y 5 en López-Martínez et al., 1998), al redibujar los intervalos de polaridad de Galbrun et al. (1993), se introducen una serie de cambios en la atribución de las zonas de polaridad, en el sentido de establecer una polaridad concreta a un determinado intervalo cuando el trabajo original no lo hace. Esta interpretación se ha considerado como un argumento muy importante en la datación de la Fm. Trespallanca de los sinclinales de Àger y Trespallanca. Así, el pequeño intervalo de polaridad inversa de la base de la sección (con una sola muestra de polaridad normal) es reinterpretado y se introduce el cambio de polaridad C32n.2n-C32r.2r. De igual manera sucede con el siguiente intervalo de polaridad inversa, que teniendo en su base una sola muestra normal, pasa a contener el límite C32n.1n-C32n.1r. Sin embargo, con los datos del trabajo original (Galbrun et al. 1993) estos intervalos podrían corresponderse solamente a los cronos C32n.1n y C32n.1r en vez de a C32n.1n, C32n.1r, C32n.2n y C32n.2r. Esta reinterpretación implica que en vez de registrarse únicamente la parte superior del cron C32 (Campaniense superior) se registraría la mayor parte de este cron (aproximadamente 1,8 millones de años de más). También se ha reinterpretado la parte inferior del intervalo de polaridad inversa (con una muestra de polaridad normal en su

base) que Galbrun et al. (1993) correlacionan con el C26r en el techo de la sucesión y que López-Martínez et al. (1998) interpretan como el cron C27n.

Lo anterior, junto con la datación del horizonte de *Hippuritella castroi* s.s. (apartado 8.1.3.1) implica que se tendría que revisar la datación de la correlación de Ardèvol et al. (2000) realizada por López-Martínez et al. (2001) y Vicens et al. (2004), que afecta a la edad de la Fm. Tresp, cuya base dejaría de ser Campaniense, y de los equivalentes laterales de las Calizas de Vallcebre en el sinclinal de Tresp.

8.1.3.3. Sinclinal de Vallcebre

La base de las Calizas de Vallcebre se encuentra, en el sinclinal de Vallcebre, dentro del cron C29r (Oms et al., 2007) igual que la de sus equivalentes laterales, en el sector oriental del sinclinal de Tresp (apartado 8.1.2.1). Así, se puede situar la base de éstas en el C29r que, en la figura 2 de López-Martínez et al. (2006) y la figura 7 de López-Martínez et al. (2009), se indicaba con un interrogante. Asimismo, la posición cronoestratigráfica del techo de estas calizas se desconoce en ambos sinclinales.

8. 1. 4. Integración de las sucesiones de la vertiente surpirenaica

A partir de la combinación de los paneles de correlación de cada una de las áreas se ha podido construir un panel de correlación conjunto para los sinclinales de Vallcebre, Coll de Nargó y Tresp que incluye 56 secciones (Anexo 2A). Para ello se han utilizado los niveles de correlación siguientes:

- Las líneas 1 y 2 corresponden a la base y el techo, respectivamente, de las margocalizas de la base de la Fm. Tresp (nivel de los cementos) en los sinclinales de Vallcebre, Coll de Nargó y Tresp.
- La línea 3, correlaciona la última aparición de la ooespecie *Megaloolithus siruguei* en los sinclinales de Vallcebre y Coll de Nargó.
- La línea 4, corresponde a la base del cron C29r en los sinclinales de Vallcebre (Oms et al., 2007) y Tresp (área de Isona y área de Arén, Pereda-Suberbiola et al., 2009a).
- La línea 5 sirve de correlación entre la base del horizonte Colmenar-Tresp (techo de las calizas de Vallcebre) de las secciones de Isona y el valle del Isábena (Serraduy) (Krauss, 1990; López-Martínez et al., 2006).

Es importante señalar que no se cruzan las líneas que correlacionan eventos bióticos, estratos isócronos y cronos de polaridad. Cabe recordar que las correlaciones horizontales tienen más o menos sentido cuando se trata de materiales continentales con un apilamiento vertical siguiendo el eje de la cuenca, pero una mayor acomodación en los materiales marinos (surco del antepaís) quedaría reflejada por un apilamiento progradacional de éstos (ver Ardèvol et al., 2000).

De la observación del panel de correlación se puede inferir una heterocronía del techo de la Fm. Arenisca de Arén dese Isona (Barranc de la Posa) hacia el oeste (fig. 3, Riera et al., 2009b), tal y como ya había sido descrito por otros autores (Souquet, 1967; Garrido Megías y Ríos Aragüés, 1972; Liebau, 1973; entre otros) mientras que el techo de esta formación sería isócrono hacia el este. Además, en la base de la serie existen numerosas interdigitaciones entre esta formación y la Fm. Tremp.

Las similitudes de facies, floras y faunas de las unidades gris (apartado 8.1.1.1) y roja inferior (apartado 8.1.1.2) de los depósitos de la Fm. Tremp en el área de estudio son evidentes. Además, se ha demostrado que el nivel de margocalizas basales (nivel de los cementos, apartado 8.1.1.1) es un nivel de correlación entre las diferentes áreas. Así, todas ellas pertenecían a la misma cuenca, como parecía indicar la petrología del carbón para los sinclinales de Vallcebre y Tremp (García Vallés et al., 1993; García-Vallés et al., 2000).

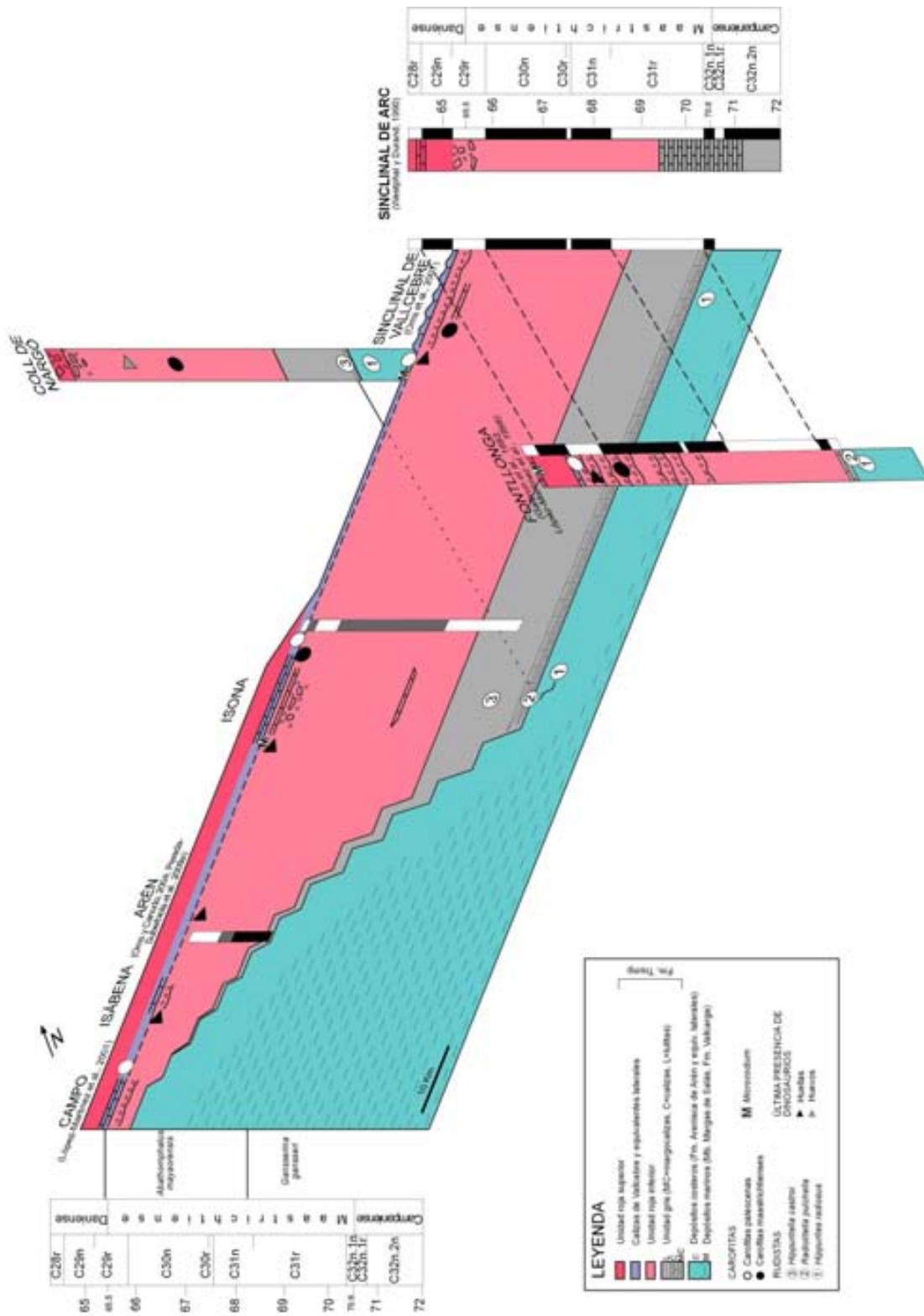
En el esquema litoestratigráfico general, la magnetoestratigrafía del sinclinal de Vallcebre y la de las secciones de Arén se correlacionan bien y son congruentes con la del sector oriental del sinclinal de Tremp (Isona), aunque esta última tiene resultados limitados. Los últimos restos de dinosaurios se sitúan en posiciones similares en todas las cuencas, en la parte superior del C29r.

El conjunto de todos estos resultados lito-, magneto-, bio- y cronoestratigráficos ha sido integrado en la figura 8.3.

8.1. 5. Integración con las sucesiones del sur de Francia

La integración sedimentaria de las secciones de las vertientes sur y norpirenaica es complicada porque no existen sucesiones largas bien datadas en Francia con las que compararla, aunque las facies, faunas y floras respectivas son muy similares. En general, las secciones se han datado a partir

Página siguiente. Figura 8.3. Esquema litoestratigráfico general para los materiales del tránsito Cretácico-Terciario de la vertiente surpirenaica y la Provenza. Los datos litoestratigráficos y cronoestratigráficos se han obtenido de López-Martínez et al. (2001) para Campo; Oms y Canudo (2004) y Pereda-Suberbiola et al. (2009a) para Arén; Oms et al. (2007) para el sinclinal de Vallcebre y Galbrun et al. (1993) y López-Martínez et al. (1998) para el sinclinal de Àger. Los datos de rudistas se han obtenido de Dalloni (1930), Souquet (1967), Liebau, (1973) y Vicens et al. (2004); los de carofitas de Babinot et al., (1983), Feist y Colombo (1983), Ullastre y Masriera (1983, 2006), Masriera y Ullastre (1983, 1988, 1990), Médus et al. (1988), y López-Martínez et al. (2001); y los de última presencia de dinosaurios de Pereda-Suberbiola et al. (2003), Oms y Canudo (2004), Oms et al., (2007), Pereda-Suberbiola (2009a) y Riera (2009b). La escala geomagnética estándar de polaridades es de Gradstein et al. (2004).



de las faunas y floras que contienen, a excepción de la sección de Albas (Aude), que se ha datado con magnetoestratigrafía (Galbrun, 1997) aunque con resultados poco concluyentes.

El rudista *Hippurites radiosus*, está presente en los depósitos marinos infrayacentes a la Fm. Tremp en los sinclinales de Vallcebre y Tremp, además del de Àger (Vicens et al., 2004) y la sección de El Portet (Ullastre y Masriera, 1998) y, con ciertas reservas, en el sinclinal de Coll de Nargó (Dalloni, 1930). Este horizonte se ha datado como Campaniense superior (Vicens et al., 2004). Sin embargo, en la vertiente norpirenaica se ha encontrado en formaciones atribuidas al Maastrichtiense superior (Fm. Caliza Nankin, Babinot et al., 1983; Mb. Calcarenitas de Fond du Touc de la Fm. Margas de Auzas, Bilotte et al., 1983; Bilotte, 1985). Ello implica o bien que se ha reconocido erróneamente la especie o bien que la base de estas formaciones debería situarse en el Campaniense superior ya que en su parte superior se han encontrado hadrosaurios, frecuentes en el Maastrichtiense superior (ver apartado 8.3.2.3). Por lo tanto, el esquema de la figura 2.10 probablemente debería modificarse.

Por otro lado, en el Bajo Languedoc (cuenca de Villeveyrac-Mèze) se han realizado estudios magnetoestratigráficos en el Fuveliense en una sección muy corta que se ha correlacionado con el C33r de la base del Campaniense (Benammi et al., 2006). Sin embargo, es en la Provenza (sinclinal de Arc) donde mejor se conoce la estratigrafía y cronología de los depósitos con dinosaurios gracias a los diversos trabajos de magnetoestratigrafía (Krumtsiek y Hahn, 1989; Hansen et al., 1989; Westphal y Durand, 1990; Galbrun et al., 1991; Galbrun, 1997; Cojan et al., 2000; Cojan y Moreau, 2006). Por ello, la Provenza se ha podido incorporar al esquema litoestratigráfico general de la vertiente surpirenaica (ver figura 8.3).

7.1.6. Bioturbaciones, paleosuelos y clima

Se ha observado que, por lo general, *Spirographites ellipticus* se encuentra en facies finas (F7 a términos finos de F12) mientras que *Naktodemasis bowni* se encuentra en facies de grano más grueso (F12). En el Paleoceno-Eoceno de la Bighorn Basin no se ha encontrado *S. ellipticus*, pero la existencia de *N. bowni* en arcillas y limos ocre, gris verdosos, rojos y morados y areniscas rojas, grises, marrones y verde gríasceas está bien documentada (Smith et al., 2008a,b).

La presencia de *N. bowni* indica períodos de exposición subaérea asociados a pedogénesis en condiciones de suelo de moderadamente a bien drenado (Smith et al., 2008a). La asociación de *N. bowni* con rizolitos sugiere que el organismo productor eran más abundante y activo en los horizontes A con raíces y en la parte superior de los B del perfil del suelo en los que el grado de humedad oscila entre el punto de marchitamiento (seco) y la capacidad de campo (mojado a saturado) (Smith et al., 2008a). El hecho de que *N. bowni* se encuentre cortando *mottles* indica que las bioturbaciones se formaron simultáneamente a o tras la aparición de raíces en estos paleosuelos (Smith et al., 2008a). La gran abundancia de *N. bowni* en depósitos donde generalmente

no se encuentran otros icnofósiles puede deberse simplemente a una obliteración de éstos (Smith et al., 2008b), aunque en el área de estudio en algunos casos *N. bowni* se ha encontrado junto a *Spirographites ellipticus*.

Se ha definido una icnocenosis de *Naktodemasis* caracterizada por la presencia de *N. bowni* en asociación con rizolitos generalmente en paleosuelos rojos y, en menor medida, en marrones, ocreos y morados (Smith et al., 2008b). En el área de estudio esta icnocenosis se ha encontrado únicamente en areniscas, en su mayor parte de colores rojizos y con abundante *mottling*, en la mitad superior de la sucesión (parte media y alta de la unidad roja inferior). La icnocenosis de *Naktodemasis* se formó en condiciones de suelos bien drenados (Smith et al., 2008b), lo que también está reforzado por la habitual asociación de esta icnocenosis con nódulos de carbonato, rizoacreciones calizas y caras de deslizamiento bien desarrolladas (Smith et al., 2008b), como sucede en el área de estudio.

A partir de los datos del Paleoceno-Eoceno de la Bighorn Basin se ha observado que las icnocenosis dominadas por *Naktodemasis* abundan durante el intervalo del PETM en paleosuelos rojos, sugiriendo la existencia de mejores condiciones de drenaje y, por tanto, menores precipitaciones y un clima más árido durante este evento (Smith et al., 2008b). De todo esto se podría extraer que la abundancia de esta icnoespecie en la parte alta de la sucesión del área de estudio probablemente indicaría condiciones de mayor aridez, lo que también estaría confirmado por la presencia de vertisoles con nódulos edáficos de carbonato (apartado 4.4.1.2.2).

8.2. Formación de yacimientos

8.2.1. Fumanya Sud

Los materiales del nivel de los cementos se depositaron en un régimen mareal con ciclos semi-mensuales de *neap-spring-neap*, lo que supone una evidencia mareal adicional independiente para los sedimentos estudiados (Riera et al., 2010).

Las diferentes orientaciones de los restos vegetales del techo de esta unidad documentan cómo el mismo proceso hidrodinámico puede resultar en diferentes patrones de orientación de los restos dependiendo de la morfología de los mismos (Riera et al., 2010). Así, aunque no se haya podido deducir ni dirección ni sentido a partir de troncos grandes, existe una clara dirección de paleocorriente dominante cuando se considera el conjunto de restos, incluyendo los más pequeños.

Se conoce bien la respuesta del material vegetal en ambientes acuáticos (p. ej. flotabilidad, sumersión y transporte dentro de la columna de agua, sedimentación; Spicer, 1991; Martín-Closas y Gomez, 2004). Se ha observado que durante la fase de sedimentación (MacDonald y Jefferson, 1985): (1) los fragmentos vegetales largos y estrechos son orientados más fácilmente por el flujo, (2) la orientación depende de la fuerza del flujo y (3) los especímenes anchos muestran un amplio espectro de orientaciones. Los resultados

obtenidos están, en general, de acuerdo con estas observaciones sugiriendo que las alineaciones de *Frenelopsis* pueden usarse como indicadores de paleocorriente (Riera et al., 2010).

La clara tendencia de las orientaciones de *Frenelopsis* hace de este género un buen indicador de paleocorrientes que puede utilizarse como herramienta paleogeográfica. Las paleocorrientes mareales del nivel de los cementos estaban confinadas por la paleogeografía de la cuenca que era un surco de cuenca de antepaís alargado en dirección E-W, por lo que ésta sería también la orientación de las mareas. La orientación de los fragmentos de *Frenelopsis* muestra una tendencia E-W, lo que implica la existencia de una paleocorriente en esta dirección durante la sedimentación del nivel de los cementos. Aunque serían posibles otras explicaciones, como un flujo de agua inducido por el viento, la más probable en un ambiente dominado por las mareas es que éstas sean las responsables de la orientación de los fragmentos vegetales. Como la cuenca en ese momento era una extensa plataforma de poca profundidad, las corrientes mareales (como los *tidal bores*) orientarían los ejes de *Frenelopsis* en la dirección del eje de la cuenca.

Todo esto implica, además, precisiones en los estudios de Rosell et al. (2001), que establecen que la unidad gris de la Fm. Tremp es supramareal en el área de Vallcebre. Sin embargo, al menos la transición de ambientes marinos a lagunares (nivel de los cementos) es intermareal, como demuestran su contenido faunístico y las paleocorrientes. Existen reconstrucciones paleogeográficas y de paleocorrientes mareales detalladas en el Paleoceno del área de Tremp (Eichenseer y Luterbacher, 1992). La dirección general de las corrientes mareales en este período era E-W (Eichenseer y Luterbacher, 1992), la misma que muestran los fragmentos de *Frenelopsis*, por lo que ésta se pueden extender del Cretácico terminal al inicio del Terciario.

Así, el nivel de los cementos se depositó en una extensa llanura mareal de poca profundidad. Este tipo de ambientes son muy favorables para la preservación de huellas (ver ejemplo en Avanzini et al., 1997). La enorme cantidad de huellas de saurópodos encontradas en el nivel de los cementos (Fumanya) así como la gran abundancia de restos vegetales, en especial de la conífera *Frenelopsis* sp., podría interpretarse como una consecuencia de que los titanosaurios acudieran a ambientes como estos para utilizar como alimento los restos vegetales que flotaban. Los estudios del contenido de coprolitos de titanosaurios concluyen que estos dinosaurios se alimentaban de todo tipo de restos vegetales, incluidas las coníferas (Ghosh et al., 2003; Prasad et al., 2005; Sharma et al., 2005), aunque serían necesarias evidencias adicionales para acabar de confirmar esta hipótesis.

8.2.2. Bastus Poble y otros yacimientos en sistemas fluviales

En los ambientes fluviales es donde se encuentran la mayoría de restos fósiles, huellas y sobre todo huesos, de dinosaurios del área de estudio (apartados 5.1.1, 5.1.2) por lo que es importante establecer un modelo de formación de los yacimientos localizados en estos sistemas para facilitar la

comprensión de la génesis de las acumulaciones de restos. Un ejemplo de gran importancia lo constituye el yacimiento de Basturs Poble, que se depositó en un sistema fluvial meandriforme de grano fino.

A partir del gráfico 5.18 se ha establecido el esquema de la figura 8.4, donde se indican e interpretan los estadios de formación de este yacimiento, que son los siguientes:

- *Estadio 1.* Deposición de lutitas de llanura de inundación de coloraciones rojizas.
- *Estadio 2.* Deposición de lutitas de llanura de inundación de coloraciones más ocres.
- *Estadio 3.* Inicio de una secuencia transgresiva por una bajada del nivel de base, con la consiguiente erosión y retrabajamiento de los carbonatos lacustres del Mb. Calizas de Basturs de Cuevas (1992), depositándose brechas calizas.
- *Estadio 4.* Sedimentación de lutitas grises lacustre-palustres rellenando la incisión producida en el estadio anterior, que quedan confinadas dentro de ésta.
- *Estadio 5.* Sedimentación de lutitas de llanura de inundación de coloraciones ocres.
- *Estadio 6.* Instalación de un sistema fluvial meandriforme de grano fino que se extiende lateralmente.

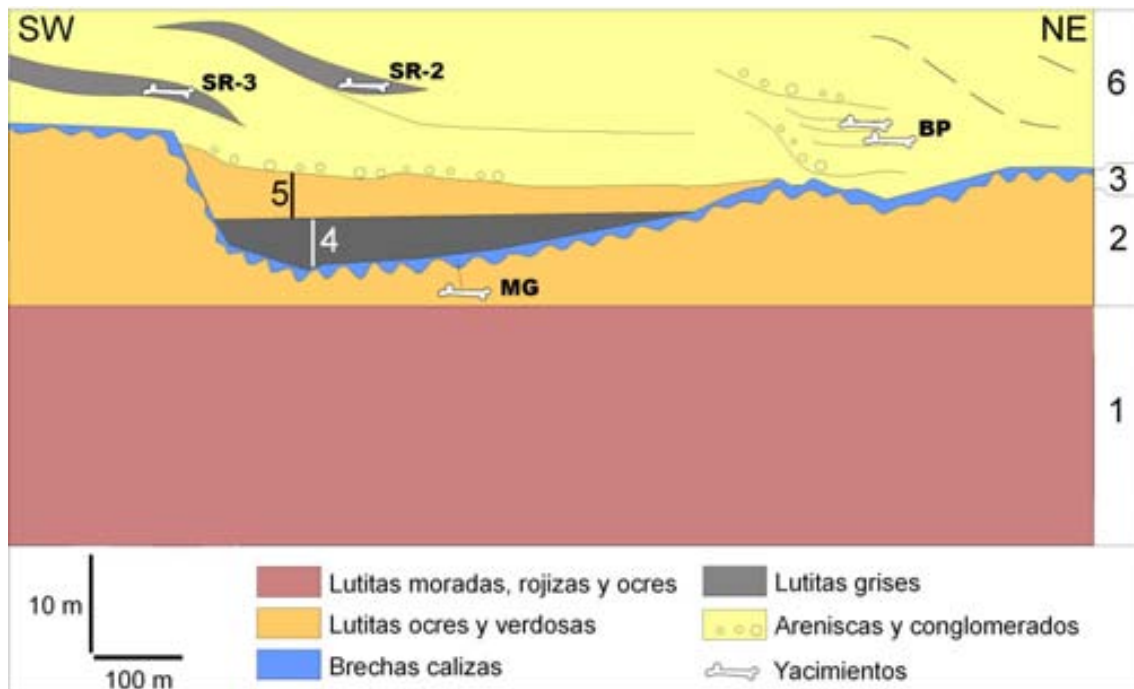


Figura 8.4. Esquema conceptual de la formación del yacimiento de Basturs Poble (BP) y otros yacimientos de la misma área (MG=Magret, SR-2=Serrat del Rostiar-2, SR-3=Serrat del Rostiar 3). Los números 1-6 indican los estadios de formación explicados en el texto.

El yacimiento de Magret (MG) se localiza en las brechas calizas del estadio 3. A pesar del retrabajamiento de éstas, los huesos se encuentran enteros y todos ellos pertenecen a hadrosaurios. En el yacimiento, los clastos de caliza alcanzan tamaños considerables mientras que lateralmente disminuyen su tamaño. También se han encontrado *Lychnus*.

El yacimiento de Basturs Poble (BP) se encuentra dentro del sistema fluvial meandriforme del episodio 6. Los restos fósiles del yacimiento se depositaron como mínimo en dos eventos, en las unidades 2 y 3 (ver apartado 5.2.2, figura 5.14). Los huesos se encuentran concentrados en las arcillas del techo de la unidad 2 y, sobre todo, en la parte inferior de la unidad 3. La formación del yacimiento implica la existencia de al menos dos episodios de retrabajamiento, aunque los huesos se encuentran enteros. El nivel inferior (unidad 2) es un depósito residual, como se deduce de los datos tafonómicos (grado de dispersión, espectro ontogenético, tamaño de los restos, mandíbulas encontradas sin dientes, etc.). Los huesos de este nivel no están afectados por pedogénesis, lo que indica que ésta fue anterior. Además, éstos se encuentran en arcillas, lo que implica que los materiales sufrieron un proceso de lavado decantando después las arcillas y los huesos con mayor resistencia a ser transportados (ver Martín, 2008). Por otro lado, el nivel superior (unidad 3) se depositó en masa, lo que se refleja en que los huesos se encuentran flotando en una matriz poco seleccionada. Este nivel se formó como retrabajamiento de la facies que contiene la capa inferior. Esta segunda capa y sus procesos de formación son análogos a los observados en el primer nivel con huesos del yacimiento de Lo Bas-1 (unidad 2, ver apartado 5.2.4.1). El hecho de que existan diversos episodios de retrabajamiento y, por tanto, se trate de una tanatocenosis muy modificada, implica que los criterios tafonómicos normalmente utilizados para estudiar las biocenosis sean difícilmente aplicables (espectro de edades, etc.) al tratarse de acumulaciones producidas en momentos diferentes. Lo anterior no excluye la posibilidad de encontrar acumulaciones de huesos más representativas (menos modificadas) ya que existen ejemplos de yacimientos con restos articulados (Blasi-3, López-Martínez et al., 2001).

A pesar de que los huesos encontrados en este yacimiento han sido retrabajados diversas veces, el hecho de que presenten un bajo grado de meteorización y abrasión (Martín, 2008) es el resultado de que nunca quedaron en exposición subaérea y que fueron transportados en masa. Todo esto hace que tengan un buen estado de conservación a pesar de estar muy retrabajados. Un ejemplo análogo se puede encontrar en los procesos de la unidad 2 del yacimiento de Lo Bas-1. Un claro ejemplo del carácter residual de este tipo de acumulaciones se encuentra en el yacimiento de Blagoveschensk (Lauters et al., 2008), donde existe una acumulación muy parecida en términos de compacidad de la tanatocenosis, densidad espacial de los restos, grado de desarticulación, etc., depositada directamente sobre un zócalo cristalino.

Además, existen algunos periodos de inactividad del canal en los cuales el agua no llegaba a secarse (lutitas grises intercaladas entre las areniscas

fluviales). En estas facies se han encontrado algunos restos óseos muy bien preservados (como mandíbulas que aún conservan los dientes) con abundantes nódulos edáficos (yacimientos de Serrat del Rostiar-2 y 3, figura 8.4). En este tipo de facies de inactividad también se produjeron las huellas ornitópodas de otros ejemplos de yacimientos en sistemas fluviales tanto meandriformes como *braided* (Costa Roia, Mata del Viudà, Cingles del Boixader). De ello se puede deducir que los hadrosaurios frecuentaban este tipo de facies fluviales. Además no se trata de acumulaciones por predación ya que en los restos no se encuentran evidencias como marcas de dientes. Los restos óseos encontrados en las facies de arcillas grises forman acumulaciones más modestas que las producidas en momentos de mayor actividad fluvial (areniscas). La heterogeneidad existente en el tipo de pátinas, concreciones y coloraciones de los huesos (huesos parcialmente limonitizados, costras ferruginosas, concreciones carbonatadas) del conjunto de yacimientos apoya la idea de que se han producido pequeñas modificaciones en una diagénesis temprana.

De todo esto se puede concluir que los huesos depositados en las facies de inactividad (arcillas) constituyen la fuente primaria, tras sufrir un proceso de retrabajamiento, de las acumulaciones que se encuentran en las areniscas. En los momentos en que los canales quedaban inactivos, pero sin llegar a desecarse, las huellas encontradas indican la presencia de hadrosaurios y lambeosaurios (únicos productores posibles de las huellas) en estos ambientes, en los que además se hallan huesos dispersos. El hecho de que los hadrosaurios se alimentasen de madera en descomposición (Chin, 2007), frecuente en canales pequeños y zonas pantanosas (los troncos no se pueden acumular en ambientes de alta energía), hace plausible la idea de que acudieran a este tipo de ambientes a buscar alimento.

En el yacimiento de Lo Bas-1 los restos óseos se encuentran en dos niveles. El inferior (unidad 2) está formado por limos y areniscas mal seleccionados con nódulos edáficos retrabajados y los huesos aparecen bastante enteros y con orientaciones horizontales. El superior (unidad 3) lo constituyen areniscas de grano fino con fragmentos de huesos con orientaciones tanto horizontales como verticales. Este sistema, a pesar de tratarse también de un río meandriforme en la parte superior del yacimiento, es más energético que el de Basturs Poble. La unidad 2 es análoga a la unidad 3 de Basturs Poble, implicando un proceso de transporte en masa. Estas avenidas fangosas serían la fuente primaria de los huesos, retrabajados posteriormente por procesos fluviales que darían lugar a las acumulaciones del tipo de las de la unidad 3. Así, en este yacimiento quedan reflejadas tanto la facies primaria como la retrabajada.

8.2.3. Efecto del ambiente en el registro (contexto sedimentológico de los restos fósiles)

Los huesos se encuentran en general en facies fluviales confinadas (vertiente surpirenaica y sur de Francia) y, en el caso del sur de Francia, también en facies de *lagoon* desconfinado (figuras 5.2, 5.3, 5.4). Los huesos de hadrosaurios y lambeosaurios de la vertiente surpirenaica se encuentran preferentemente en facies fluviales y los de nodosaurios en facies de *lagoon* desconfinado. Por el contrario, en los yacimientos franceses, los hadrosaurios se encuentran preferentemente en facies de *lagoon* desconfinado y los nodosaurios en fluviales (confinadas y desconfinadas). De todo esto se concluye que hay que tener cautela al interpretar los ambientes en que vivían los distintos grupos de dinosaurios solamente a partir de los huesos ya que se trata de restos transportados.

Las icnitas, por el contrario, son restos producidos *in situ*. En la vertiente surpirenaica se observa que las huellas saurópodos dominan claramente en facies de *lagoon* y las ornitópodos en fluviales confinadas (figura 5.5). Además, existen numerosos ejemplos que documentan este hecho (apartados 8.2.1, 8.2.2). Así, se deduce que los saurópodos preferían ambientes de *lagoon* mientras que los hadrosaurios y lambeosaurios (únicos productores posibles de las huellas ornitópodos en esta zona) ambientes de canales fluviales (meandriiformes y *braided*). Cabe destacar que no se han encontrado huellas ornitópodos en facies de *lagoon* y las saurópodos únicamente se hallan en canales de manera excepcional.

Estas observaciones están en parte de acuerdo con las realizadas por Butler y Barrett (2008). Estos autores justifican el hecho de que los restos de hadrosaurios se encuentren, respecto a los de otros grupos, sobrerrepresentados en ambientes marinos como que estos animales vivían en ambientes costeros o fluviales (sin descartar que pudieran hacerlo en ambos). Sin embargo, los numerosos ejemplos de huellas ornitópodos en canales fluviales, no encontrándose ninguna evidencia en ambientes costeros, apuntaría más bien a la segunda opción. De este modo, el predominio de las facies continentales de la unidad roja inferior en la sucesión podría causar, además, una sobrerrepresentación de estos dinosaurios.

El hecho de que prácticamente no se encuentren huellas de saurópodos en facies fluviales y sean muy abundantes en facies de *lagoon* contradice la hipótesis de Butler y Barrett (2008) de que estos dinosaurios se encuentran en facies continentales. Estos autores explican la gran cantidad de evidencias icnológicas que sugieren que los saurópodos preferían ambientes costeros (apartado 8.2.3; ver también. Lockley et al., 1994; Meyer y Pittman, 1994; Avanzini et al., 1997; Upchurch et al., 2004) por una mayor facilidad de preservación de las huellas en estos ambientes. Sin embargo, también se han preservado muchas huellas, aunque prácticamente ninguna de saurópodos, en facies de canales fluviales, por lo que las diferencias en las condiciones de preservación no serían suficientes para descartar la preferencia de estos animales por ambientes costeros.

El hecho de encontrar huevos en facies muy diversas (figura 5.6) podría interpretarse como que los dinosaurios no tenían preferencia por el ambiente en el que ponían los huevos. Sin embargo, hay que recordar que los huevos, a pesar de ser restos producidos *in situ* son postdeposicionales. El hecho de que se encuentren en facies tan diferentes no necesariamente refleja que las puestas se hicieran en ambientes muy diversos, sino en facies que en el momento de formarse pertenecían a ambientes muy diferentes pero que en el momento de la puesta seguramente tenían las mismas condiciones. Las puestas generalmente se encuentran en facies con pedogénesis en las que los huevos no están alterados, por lo que seguramente el ambiente de nidificación era una llanura subaérea sin agua (figura 8.5). Además el hecho de que en los gráficos de los yacimientos franceses no estén representadas las facies costeras y de *lagoon*, que sin embargo sí lo están en los gráficos de la vertiente surpirenaica (figuras 5.6, 5.7, 5.8) refuerza la idea de los dinosaurios realizaban sus puestas en los sedimentos que, reuniendo las condiciones adecuadas, se encontraban disponibles en aquel momento, independientemente de que en el momento de formación hubieran pertenecido a ambientes diferentes (figura 8.5). Las interpretaciones del medio donde ponían los huevos los dinosaurios son, en algunos casos, muy controvertidas. Un ejemplo lo constituyen los yacimientos de Basturs-1 y 2, que se encuentran en areniscas medias de color rojo intenso muy pedogenizadas de la Fm. Arén. Mientras que algunos autores (Sanz et al., 1995; Díaz-Molina et al., 2007) han propuesto que las puestas se realizaron en depósitos costeros de cordón litoral en las que posteriormente se desarrolló un paleosuelo, otros (Sander et al., 1998) plantean que el medio donde pusieron los huevos era plenamente continental (se estaba formando un paleosuelo en materiales que anteriormente eran arenas de playa).

En base a los gráficos que relacionan la forma de preservación (huevos o fragmentos) con la facies (figura 5.10) se podría decir que la posibilidad de encontrar fragmentos y huevos enteros en las mismas facies es la misma, por lo que el hallazgo de un fragmento en una facies determinada indicaría una altísima posibilidad de encontrar huevos enteros en la misma facies.

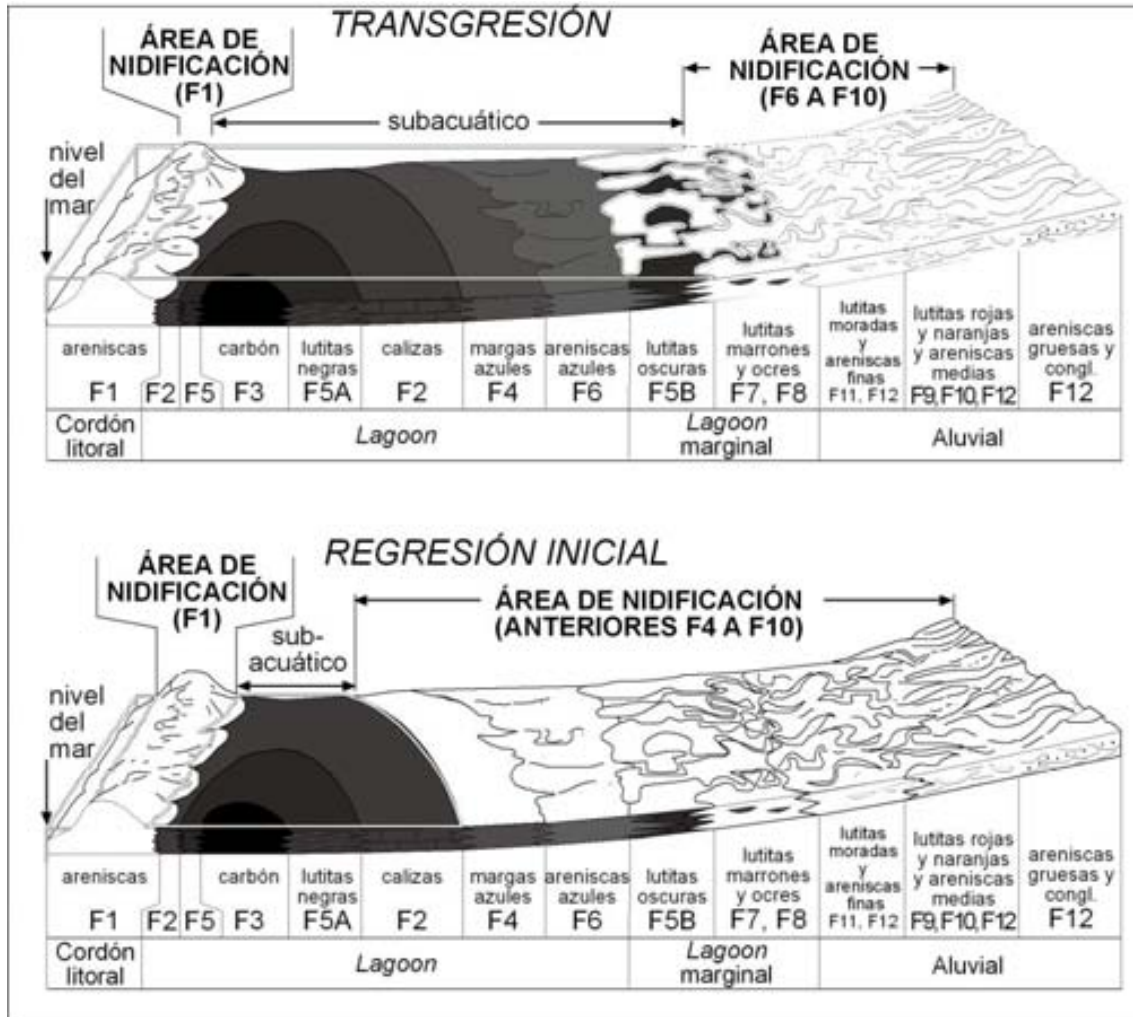


Figura 8.5. Modelo sedimentológico basado en las facies observadas (modificado de Oms et al. 2007) con indicación de las facies en exposición subaérea aptas para las puestas (área de nidificación). El *lagoon* nunca llega a secarse completamente ya que las calizas con carofitas (F2) excepcionalmente muestran indicios de karstificación, las lutitas negras (F5A) no están erosionadas y los carbonos (F3) no se hallan degradados.

8.3. Sucesión paleontológica

Partiendo de los datos de las sucesiones de los sinclinales de Vallcebre, Coll de Nargó, Tresp, Àger y las del sur de Francia se ha establecido la sucesión global de dinosaurios de la zona pirenaica.

8.3.1. Saurópodos

En las sucesiones de saurópodos de los sinclinales de Vallcebre, Tresp y, en menor medida, Coll de Nargó, se han observado patrones semejantes. Parece que los saurópodos desaparecen de modo local (Le Loeuff et al., 1994a; Buffetaut y Le Loeuff, 1997; Buffetaut et al., 1997) o se hacen más escasos (Canudo et al., 2001; López-Martínez et al., 2001) en la isla Ibero-Armoricana durante el Cretácico superior. Los datos de las sucesiones de los sinclinales de Tresp, Vallcebre y Àger muestran faunas dominadas por saurópodos durante el Maastrichtiense inferior y un declive de este grupo en el Maastrichtiense superior. Los únicos restos de saurópodos citados en el sinclinal de Coll de Nargó (exceptuando los huevos) también se han encontrado en la parte baja de la sucesión.

Del mismo modo sucede en Francia y los titanosaurios son dominantes en el Maastrichtiense inferior mientras que en el superior son escasos (Le Loeuff et al., 1994a; Laurent et al., 2002a), encontrándose principalmente en depósitos costeros y de transición. Sin embargo, esto podría reflejar un sesgo paleoambiental debido a su preferencia por ciertos ambientes en detrimento de otros (Riera et al., 2009b) ya que existe una gran cantidad de evidencias óseas y sobre todo icnológicas que sugieren que los saurópodos preferían ambientes costeros (apartado 8.2.3), como los representados por la asociación de facies transicional marino-continental de la unidad gris de la Fm. Tresp o las formaciones Arenisca de Labarre, Caliza Nankin y Margas de Auzas.

En el Campaniense superior-Maastrichtiense inferior de la Península Ibérica se ha citado, además, *Lirainosaurus astibiae* en el yacimiento de Laño (Sanz et al., 1999) y *Lirainosaurus* cf. *astibiae* en diversos yacimientos del área de Chera (Chera 0, Chera 1, Chera 1c, y La Castellana 2) (Company et al., 2009b). Estos últimos se encuentran en niveles palustres o lacustres someros emplazados en un medio litoral (Company et al., 2009b). Existen otros yacimientos con saurópodos y titanosaurios del Campaniense y Maastrichtiense en Cubilla, Apellaniz, Armuña, El Encinar, Araúzo de Miel y Sacedón, aunque con vagas referencias estratigráficas (ver resumen en Royo-Torres y Canudo, 2003; Ortega y Pérez García, 2009).

En la vertiente surpirenaica y Francia se han descrito por lo menos seis formas de titanosaurios: *Lirainosaurus astibiae* (Sanz et al., 1999; Company et al., 2009b), de pequeño tamaño; *Ampelosaurus atacis* (Le Loeuff, 1995, 2005), de tamaño medio y otro titanosaurio robusto en el Campaniense superior-Maastrichtiense inferior y cuatro formas de titanosaurios (pequeños, de tamaño medio y gigantes) en el Maastrichtiense superior (Vila et al., 2009b).

8.3.2. Terópodos

Los terópodos se han encontrado a lo largo de toda la sucesión, en depósitos tanto de la Fm. Arén como de las unidades gris y roja inferior de la Fm. Tremp, estando casi exclusivamente representados por dientes, aunque también se han citado huellas (Llombart, 2006). Asimismo se han hallado dientes pertenecientes a cf. *Paronychodon* sp. en la localidad maastrichtiense de Quintanilla del Coco (Burgos, Fm. Calizas de *Lychnus*, Pol et al., 1992) que podrían representar el mismo taxón de Blasi-2 (cf. *Euronychodon* sp.; Canudo y Ruiz-Omeñaca, 2003). En Fontllonga-6 se han citado terópodos indeterminados (Álvarez-Sierra et al., 1994) y en esta localidad y Figuerola-2 cf. *Dromaeosauridae* indet. de morfotipos 1 y 2 (Torices 2002, 2003; Torices et al., 2004).

En otras localidades de la Península Ibérica del Campaniense-Maastrichtiense inferior como Armuña (Soria, "Garumniense") y Chera (Valencia, Fm. Sierra Perenchiza), se han citado restos de terópodos indeterminados (Sanz et al., 1992; Buscalioni, 2000; Company et al., 2009a; ver Canudo y Ruiz-Omeñaca, 2003) y en Laño (L1A y B) huesos y dientes de *Neoceratosauria* indet., *Dromaeosauridae* indet., cf. *Euronychodon* sp., *Coelurosauria* indet. y ?*Ornithomimosauria* (Astibia et al., 1999; Pereda-Suberbiola, 1999a; Pereda-Suberbiola et al., 2000; ver Canudo y Ruiz-Omeñaca, 2003).

En Francia también se han encontrado restos de terópodos a lo largo de toda la sucesión, en prácticamente todas las formaciones. La mayoría de los restos son dientes que se han atribuido a dromeosaurios (*Pyroraptor* sp. y *Variraptor mechinorum*; Le Loeuff y Buffetaut, 1998; Allain y Taquet, 2000) pero también abelisáuridos (*Tarascosaurus salluvicus*; Le Loeuff y Buffetaut, 1991).

A pesar de no existir estudios comparativos entre las formas del sur de los Pirineos y de Francia, lo que dificulta el establecimiento del número de formas, parece claro que hay una gran diversidad de terópodos, con más de una decena de formas en la vertiente surpirenaica (ver Canudo y Ruiz-Omeñaca, 2003; Torices et al., 2004) y, al menos, dromeosaurios y abelisaurios en Francia (Le Loeuff y Buffetaut, 1991, 1998; Allain y Taquet, 2000).

8.3.3. Ornitópodos

Los restos de hadrosaurios son los más abundantes y se encuentran en la parte media y alta de la sucesión, especialmente en el sinclinal de Tremp. La mayoría de ellos se encuentra en la unidad roja inferior, aunque también se han encontrado en la Fm. Arén y la unidad gris. Sin embargo, el predominio de las facies continentales de la unidad roja inferior en la sucesión podría causar una sobrerrepresentación de éstos (apartado 8.2.3). También se han citado huesos de hadrosaurios en el sinclinal de Àger (Casanovas et al., 1999b), en el Maastrichtiense superior de La Solana (Company et al., 1998) y en el

Campaniense superior-Maastrichtiense de Laño (Pereda-Suberbiola et al., 2003b). En Francia se encuentran hadrosaurios únicamente en la parte más alta de la sucesión, en depósitos costeros, transicionales y continentales del Maastrichtiense superior (Le Loeuff et al., 1994a; Buffetaut et al., 1997; Laurent et al., 2002a; Laurent, 2003). A grandes rasgos, constituyen el grupo dominante en el Maastrichtiense superior, estando casi ausentes en el inferior.

La mayoría de yacimientos con huellas ornitópodas se encuentran en la parte más alta de la sucesión (ver Anexo 6A; Llompart, 1979; López-Martínez et al., 1998; Riera et al., 2009b).

Los lambeosaurinos más basales se han encontrado en localidades del Santoniense de Asia (Averianov y Nessonov, 1995; ver Godefroit et al., 2003, 2004), por lo que algunos autores han sugerido que tienen un origen asiático (Godefroit et al., 2003, 2004, 2008). En la mayoría de localidades asiáticas, los lambeosaurios eran los fitófagos dominantes durante el Maastrichtiense superior, mientras que en Norteamérica los últimos restos no ambiguos de este grupo pertenecen al Maastrichtiense inferior y las faunas del Maastrichtiense superior de EEUU noroccidental y Canadá están dominadas por ceratópsidos y/o hadrosaurinos (p. ej., Russell y Manabe, 2002; Godefroit et al., 2003, 2004; Weishampel et al., 2004). Hasta hace poco, la única cita de lambeosaurinos en Europa era *Pararhabdodon isonensis* (Casanovas et al., 1999a). Sin embargo, últimamente se han encontrado lambeosaurinos en la localidad de Blasi-3 (Oms y Canudo, 2004; Cruzado-Caballero et al., 2005; Pereda-Suberbiola et al., 2009a), así como en localidades de la Conca Dellà (Riera et al., 2009b), en general en posiciones bastante altas dentro de la sucesión (parte media y alta de la unidad roja inferior). La presencia de lambeosaurinos muestra que las faunas europeas de dinosaurios del Cretácico superior no eran totalmente endémicas como había sido postulado por Weishampel et al. (1993) ya que implicaría migraciones desde América o, más probablemente, Asia (Cruzado-Caballero et al., 2005; Gaete et al., 2007; Prieto-Márquez y Wagner, 2009). En Francia únicamente se ha citado un resto dudoso de posibles lambeosaurinos en la parte más alta de la sucesión (Tricouté-3; Laurent, 2003).

Hasta la fecha no se han encontrado restos de euornitópodos del grupo de los rhabdodóntidos en los sinclinales de Vallcebre, Tremp y Coll de Nargó, pero son comunes en localidades del Campaniense superior y el Maastrichtiense inferior como Laño, Vilanova de Meià, Chera 0 y Armuña (Llompart y Krauss, 1982; Pereda-Suberbiola y Sanz, 1999; Corral Hernández et al., 2007; Company et al., 2009a). En el sur de Francia también se encuentran en yacimientos de esta edad (Le Loeuff et al., 1994a; Buffetaut y Le Loeuff, 1997; Buffetaut et al., 1997), en la parte baja y media de la sucesión, en todo tipo de asociaciones de facies.

Por lo que respecta a la diversidad de ornitópodos, se distinguen al menos dos formas de hadrosaurios en la vertiente surpirenaica (Pereda-Suberbiola et al., 2009b), además de, como mínimo, dos más de lambeosaurinos (*Pararhabdodon isonensis* y *Arenysaurus ardevoli*) y por lo menos un rhabdodóntido. Las comparaciones con los taxones franceses son difíciles, por lo que es complicado establecer el número global de formas de ornitópodos. La asociación de hadrosaurios del Maastrichtiense superior de la

Península Ibérica es muy diferente de las de Norteamérica y Asia ya que están consituídas por formas basales y derivadas que se explicarían en términos de aislamiento geográfico en el primer caso y dispersión en el segundo (Pereda-Suberbiola et al., 2009b).

8.3.4. *Anquilosaurios*

Los restos de nodosaurios son escasos en los yacimientos de la vertiente surpirenaica y siempre se encuentran en la parte baja de la sucesión. Además de los restos del sinclinal de Tresp, se ha citado un diente en el yacimiento de Fontllonga-6 (Álvarez-Sierra et al., 1994), en margas grises con oncolitos, y en el Campaniense superior-Maastrichtiense inferior de Laño y Chera 0 (*Struthiosaurus*, Pereda-Suberbiola et al., 1995; Pereda-Suberbiola, 1999b; García y Pereda-Suberbiola, 2003; Company et al., 2009a). Se han encontrado restos atribuidos a una nueva especie de nodosaurio (*Taveirosaurus costai*) en el Maastrichtiense de Portugal (Beira Litoral, Antunes y Sigogneau-Russell, 1991), de valor dudoso (Pereda-Suberbiola, 1999a).

En la vertiente surpirenaica los nodosaurios suelen estar asociados a ambientes transicionales de la unidad gris. Sin embargo, en Francia existen restos, aunque no muy abundantes, a lo largo de todo el Maastrichtiense (ver Anexo 6A) en asociaciones de facies tanto transicionales como continentales.

A grandes rasgos, los nodosaurios son relativamente comunes en yacimientos del Campaniense superior y el Maastrichtiense inferior haciéndose más raros a partir del Maastrichtiense superior (Pereda-Suberbiola, 1992; Le Loeuff et al., 1994a; Buffetaut y Le Loeuff, 1997; Buffetaut et al., 1997; Canudo et al., 2001; López-Martínez et al., 2001). En la localidad de Lestailats-1 se han encontrado restos en el Maastrichtiense superior (Laurent et al., 1999). Con los datos de la vertiente surpirenaica podría parecer que, como en el caso de los saurópodos, este grupo estaría restringido a los depósitos de la unidad gris y su aparente desaparición podría deberse a un sesgo paleoambiental por su preferencia por ambientes costeros (Pereda-Suberbiola, 1992; Coombs y Deméré, 1996; García y Pereda-Suberbiola, 2003; ver también Butler y Barrett, 2008). Sin embargo, los yacimientos franceses parecen contradecirlo ya que también se encuentran restos en otros ambientes. No se han hecho estudios sobre el número de formas.

8.3.5. *Sucesión de ooespecies*

Algunos autores han propuesto una biozonación con huevos de dinosaurio para los depósitos continentales del Campaniense-Maastrichtiense partiendo del registro del sinclinal de Arc (García y Vianey-Liaud, 2001a). Posteriormente, se ha utilizado el registro del sinclinal de Tresp y la sección de Fontllonga para intentar establecer, aunque con problemas, sucesiones similares al sur de los Pirineos (López-Martínez, 2000; 2003b).

Existen numerosos niveles con huevos, especialmente en los sinclinales de Vallcebre y Coll de Nargó, la mayoría de ellos del oógeno *Megaloolithus*. *M. siruguei* es muy abundante y domina en la parte baja y media de la sucesión, mientras que en la parte alta, coincidiendo con su desaparición, se encuentran otras ooespecies como *M. mamillare* y *Megaloolithus* sp., pudiendo corresponderse esta última con *M. aureliensis* (Vila et al., en revisión; ver apartado 6.1.2.4). En el sinclinal de Vallcebre, además, los datos de magnetoestratigrafía (Oms et al., 2007) han permitido calibrar esta biozonación (Vila et al., en revisión), reforzada, aunque sin dataciones, por el gran número de horizontes con huevos del sinclinal de Coll de Nargó. De este modo, el reemplazamiento de *Megaloolithus siruguei* por *Megaloolithus mamillare* tiene lugar en la parte superior del C31r (Maastrichtiense superior), lo que está de acuerdo con los datos del sinclinal de Arc (García y Vianey-Liaud, 2001a).

Esto discrepa con las conclusiones de otros trabajos (López-Martínez, 2003b), que localizan el reemplazamiento de *M. siruguei* por *M. mamillare* en el cron C32n (Campaniense superior). Sin embargo, la situación de algunos de los yacimientos utilizados, especialmente los de la secuencia Arén-2, no es correcta de acuerdo a las precisiones cronoestratigráficas realizadas (apartados 8.1.3.1, 8.1.3.2), lo que comporta problemas en la correcta correlación de los yacimientos. Como consecuencia, la edad de localidades como Biscarri, Basturs-1 y 2 y l'Abeller (Suterranya) pasaría de ser Campaniense superior (Vianey-Liaud y López-Martínez 1997; López-Martínez, 2003b) a Maastrichtiense inferior.

8.3.6. Sucesión global

En los yacimientos de la región pirenaica y el Bajo Languedoc y la Provenza se han descrito al menos una veintena de formas diferentes de dinosaurios durante el Campaniense superior-Maastrichtiense superior: seis titanosaurios (ver Vila et al., 2009b), una decena de terópodos incluyendo abelisaurios y dromeosaurios (ver Le Loeuff y Buffetaut, 1991, 1998; Allain y Taquet, 2000; Canudo y Ruiz-Omeñaca, 2003; Torices et al., 2004); rhabdodóntidos, dos formas de hadrosaurios (Pereda-Suberbiola et al., 2009b), dos lambeosaurinos (*Pararhabdodon isonensis* y *Arenysaurus ardevoli*; Casanovas et al., 1999a, Pereda-Suberbiola et al., 2009b) y nodosaurios.

A pesar de sí que parece que existe un reemplazamiento de las faunas dominadas por titanosaurios, rhabdodóntidos y nodosaurios del Campaniense superior-Maastrichtiense inferior por otras dominadas por hadrosaurios en el Maastrichtiense superior (Le Loeuff et al., 1994a; Buffetaut y Le Loeuff, 1997; Buffetaut et al., 1997), hay presencia en este periodo de diferentes formas de titanosaurios, además de nodosaurios, hadrosaurios, lambeosaurinos y terópodos paronicodóntidos y dromeosaurios (Laurent et al., 1999; Canudo et al., 2001; López-Martínez et al., 2001; Laurent et al., 2002a; Company et al., 2009a; Riera et al., 2009b). Este escenario parece contradecir al que se produciría como consecuencia de un proceso de extinción gradual (ver Laurent et al., 2002a; López-Martínez et al., 1998, 2001; Riera et al., 2009b) y demuestra que los dinosaurios no desaparecen en esta región 2 millones de años antes del límite K/T (Colombo, 1996; Galbrun, 1997). Se encuentra una

relativa diversidad de formas de dinosaurios en posiciones muy elevadas en la sucesión y numerosos ejemplos de yacimientos con huellas (*restos in situ*) pocos metros por debajo del límite K/T (López-Martínez et al., 1998; Riera et al., 2009b).

8.4. Caracterización petrológica y geoquímica de huevos de dinosaurio y nódulos pedogénicos

8.4.1. Geoquímica de los huevos de dinosaurio y los nódulos edáficos

Los carbonatos biogénicos y pedogénicos proporcionan información paleoambiental que ha quedado registrada en su composición química e isotópica. La utilización de geoquímica de isótopos estables de C y O y de elementos traza en estos carbonatos para la reconstrucción paleoambiental se basa en el hecho de que, salvo en el caso de modificaciones postdeposicionales, la composición isotópica o los contenidos de determinados elementos minoritarios o trazas en dichos carbonatos reflejan las características del medio donde se originaron.

El valor de $\delta^{13}\text{C}$ de los huevos de dinosaurio está directamente relacionado con el $\delta^{13}\text{C}$ de los alimentos modificado por la fraccionación debida al metabolismo (ver Von Schirnding et al., 1982; Schaffner y Swart, 1991). Por su parte, el de $\delta^{18}\text{O}$ está relacionado con el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua ingerida (derivada de las precipitaciones y modificada por procesos de evaporación), existiendo una relación aproximadamente lineal entre ellos (Folinsbee et al., 1970, Sarkar et al., 1991), y con la temperatura corporal. Por otro lado, el valor de $\delta^{13}\text{C}$ de los nódulos edáficos de carbonato está principalmente determinado por el CO_2 derivado de la descomposición de la vegetación y la tasa de respiración del suelo (ver Cerling, 1991, 1992). La composición isotópica del oxígeno está determinada por la $\delta^{18}\text{O}$ del agua de precipitación, la temperatura de ésta y la evaporación (ver Cerling y Quade, 1993; Dworkin et al., 2005). Por ello las señales isotópicas de los carbonatos pedogénicos pueden proporcionar una valiosa información paleoambiental para compararla con la de los carbonatos biogénicos.

Sin embargo, antes de interpretar y discutir los resultados geoquímicos es imprescindible valorar los efectos de la diagénesis en la composición de las muestras (huevos y nódulos edáficos). Mediante catodoluminiscencia la mayor parte de los huevos muestran en las columnas una calcita no luminiscente de color marrón a naranja o poco luminiscente naranja mate (figura 7.4A, B), que se ha interpretado como primaria (ver Cojan et al., 2003; Bojar et al., 2005, 2009). Por el contrario, otros huevos muestran una calcita zonada que se interpreta como alterada (figura 7.4C). Entre ambos extremos, existen huevos que presentan una zonación incipiente en la base o en la parte superior de las columnas o en el contacto con los poros (figura 7.4D), que apoyan esta interpretación y sugieren una diagénesis incipiente que se originaría desde el exterior al interior. Por otro lado, el relleno de los poros suele presentar

luminiscencia naranja brillante con zonas no luminiscentes encontrándose algunas veces zonado, lo que implica la existencia de diversas fases de cementación en condiciones variables.

Se ha observado que el hecho de que se aprecie o no la microestructura no guarda relación con el grado de alteración diagenética visto mediante catodoluminiscencia como demuestra el que, en muestras que bajo catodoluminiscencia presentan una zonación muy evidente, se observa el detalle de la microestructura (p. ej. P-109; figura 7.4C) y, por el contrario, ésta no se ve en otras con una calcita no luminiscente primaria (p. ej. CB-3F y P-133). La no preservación de la microestructura en muestras que bajo catodoluminiscencia tienen una calcita no luminiscente ya había sido puesto de manifiesto por Cojan et al. (2003).

Por otro lado, la mayor parte de los nódulos edáficos de carbonato presentan escasa luminiscencia naranja o marrón mate, hecho que se interpreta como que están formados por calcita primaria, aunque también se encuentran algunos nódulos formados por calcita luminiscente naranja brillante con áreas zonadas que se interpretan como alterados diagenéticamente.

Comparando los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ (VPDB) de cada pareja de huevos y nódulos de carbonato recogidos en el mismo nivel estratigráfico (Anexos 7C-F) se observa que, en las secciones de Vallcebre y Pinyes, los huevos tienen de media una desviación de 5,60‰ en $\delta^{13}\text{C}$ hacia valores más negativos y de 4,07‰ en $\delta^{18}\text{O}$ hacia valores más positivos con respecto a los nódulos. En cambio, para las parejas de huevos y nódulos de Sallent las diferencias son mucho menores, siendo de media de 1,31‰ en $\delta^{13}\text{C}$ hacia valores más negativos y de 0,97‰ en $\delta^{18}\text{O}$ hacia valores más positivos de huevos con respecto a los nódulos.

Si se proyectan los valores isotópicos de los huevos y los nódulos en un mismo gráfico $\delta^{13}\text{C} / \delta^{18}\text{O}$ (VPDB) (figura 8.6), la composición isotópica de los huevos de dinosaurio de Vallcebre y Coll de Nargó (Pinyes y Can Bertran) queda representada en un área bien definida con valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -11‰ a -15‰ y $\delta^{18}\text{O}$ de -3 ‰ a 1‰, que se interpretan como correspondientes a las señales isotópicas primarias, como demuestra el hecho de que los nódulos edáficos muestreados en los niveles con huevos, y junto a ellos, presenten valores isotópicos diferentes a los mismos. Por el contrario, se observa cómo los valores del grupo de huevos de Sallent quedan representados en la misma área del gráfico que los nódulos edáficos de carbonato asociados, solapándose parcialmente, lo que indica que estos huevos sufrieron un proceso de alteración pedogenética, lo que concuerda con el hecho de que se encuentran en facies de lutitas carbonatadas con un elevado grado de nodulización (calcretas nodulares y laminares). Sin embargo, mediante catodoluminiscencia estos huevos muestran una calcita marrón o naranja no luminiscente. Considerando que las cáscaras de los huevos analizadas pertenecen mayoritariamente a la misma oospécie (*Megaloolithus siruguei*) no se han tenido en cuenta los fraccionamientos específicos vitales al comparar los datos isotópicos de las diversas muestras.

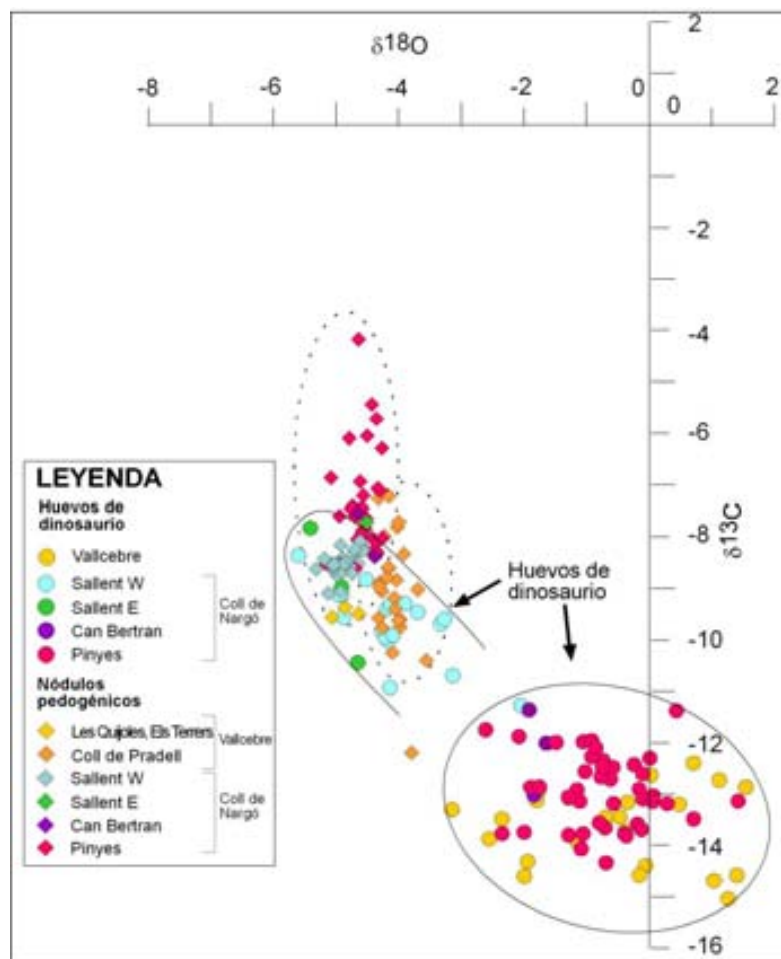


Figura 8.6. Gráfico $\delta^{13}\text{C}$ (VPDB) / $\delta^{18}\text{O}$ (VPDB) de los valores de los huevos de dinosaurio y los nódulos edáficos de carbonato.

Si se comparan estos valores isotópicos con los de los huevos de dinosaurio de otras localidades del Cretácico superior se observan ciertas diferencias. Por un lado, las composiciones isotópicas de los huevos de saurópodos del Maastrichtiense de Jabalpur (India) presentan valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -8,14 y -13,14 y de $\delta^{18}\text{O}$ entre -2,95 y -9,64 (Tandon et al., 1995) y las de la localidad del Cretácico superior de Kheda (India), también de saurópodos, valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -8,4‰ y -12,3‰ y de $\delta^{18}\text{O}$ entre +2,8‰ y -8,0‰ (Sarkar et al., 1991). Ambas localidades presentan valores muy similares entre sí pero notablemente diferentes a los de los huevos de la vertiente surpirenaica, aunque en el caso de los huevos de Kheda se observa una coincidencia parcial. Por otro lado, los valores isotópicos de huevos atribuidos a saurópodos y hadrosaurios del Cretácico superior de Corea del Sur ($\delta^{13}\text{C}$ entre -7,04‰ y -8,69‰ y $\delta^{18}\text{O}$ entre -3,43‰ y -14,09‰; Kim et al., 2009) son parcialmente coincidentes con los valores de los huevos de Sallent, aunque presentan una mayor dispersión. La composición isotópica de las ooespecies del Maastrichtiense la cuenca de Nanxiong (China) (*Macroolithus yaotunensis*, *Macroolithus rugustus*, *Elongatoolithus andrewsi*,

Elongatoolithus elongatus, *Elongatoolithus oosp.*, *Apheloolithus shuinanensis*, *Nanshiungoolithus chuetienensis* y *Shixingoolithus erbeni*) muestra valores de $\delta^{13}\text{C}$ similares a las muestras de Sallent y una gran dispersión de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^{13}\text{C}$ entre -8.37‰ y -11.60‰ y $\delta^{18}\text{O}$ entre $+11.43\text{‰}$ y -6.18‰ ; Zhao et al., 2000, 2009). Las muestras de huevos de dinosaurio del Cretácico superior del desierto del Gobi (atribuidas a *Protoceratops* aunque probablemente corresponden a *Oviraptor*) y de Utah (atribuidas a ornitiscuoides) muestran valores isotópicos muy diferentes a los de las muestras de la vertiente surpirenaica (Gobi: $\delta^{13}\text{C}$ entre -9.4‰ y -14.5‰ y $\delta^{18}\text{O}$ entre -6.0‰ y -10.9‰ y Utah: $\delta^{13}\text{C}$ entre -9.4‰ y -14.5‰ y $\delta^{18}\text{O}$ entre -6.0‰ y -10.9‰ ; Erben et al., 1979).

Por el contrario, si se comparan los valores isotópicos de los huevos de dinosaurio de la vertiente surpirenaica con los de otras localidades del Campaniense-Maastrichtiense del sur de Europa se ve que, en general, son muy similares (figura 8.7). Así, los valores de los huevos de hadrosaurio de Rumanía muestran valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -12.6‰ a -15.0‰ y $\delta^{18}\text{O}$ de -1.3‰ a -0.1‰ (Bojar et al., 2005, ver también Bojar et al., 2009), coincidiendo con el grupo Vallcebre-Pinyes-Can Bertran. Por otro lado, en el trabajo de Erben et al. (1979), se observan dos grupos de valores. El primero (valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -11.3‰ a -14.5‰ y $\delta^{18}\text{O}$ de -1.9‰ a 0.5‰), formado por muestras de los sinclinales de Tremp (Barranco de la Munya y Barranco de Basturs) y Coll de Nargó y algunas del sur de Francia (Rousset, redibujadas de Folinsbee et al., 1970), se sitúa en un área comparable a la del grupo de muestras de Vallcebre y Coll de Nargó (Pinyes y Can Bertran) mientras que segundo (valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -8.4‰ a -10.2‰ y $\delta^{18}\text{O}$ de -3.7‰ a -6.2‰), formado íntegramente por muestras del sur de Francia (Albas y Rousset), se sitúa en el área de las muestras de Sallent. Los valores de los huevos del sur de Francia del trabajo de Cojan et al. (2003) muestran una gran dispersión, que concuerda en parte con los dos grupos observados.

Erben et al. (1979) no llegan a explicar las diferencias observadas entre los dos grupos, pero concluyen que ambos presentan valores isotópicos primarios. Por otro lado, Cojan et al. (2003) concluyen que la variabilidad observada en las características geoquímicas de los huevos de la Provenza, que también presentan señales primarias como muestran los estudios de catodoluminiscencia, se explicaría porque los dinosaurios vivían en dos ambientes diferentes con vegetación y fuentes de agua distintas.

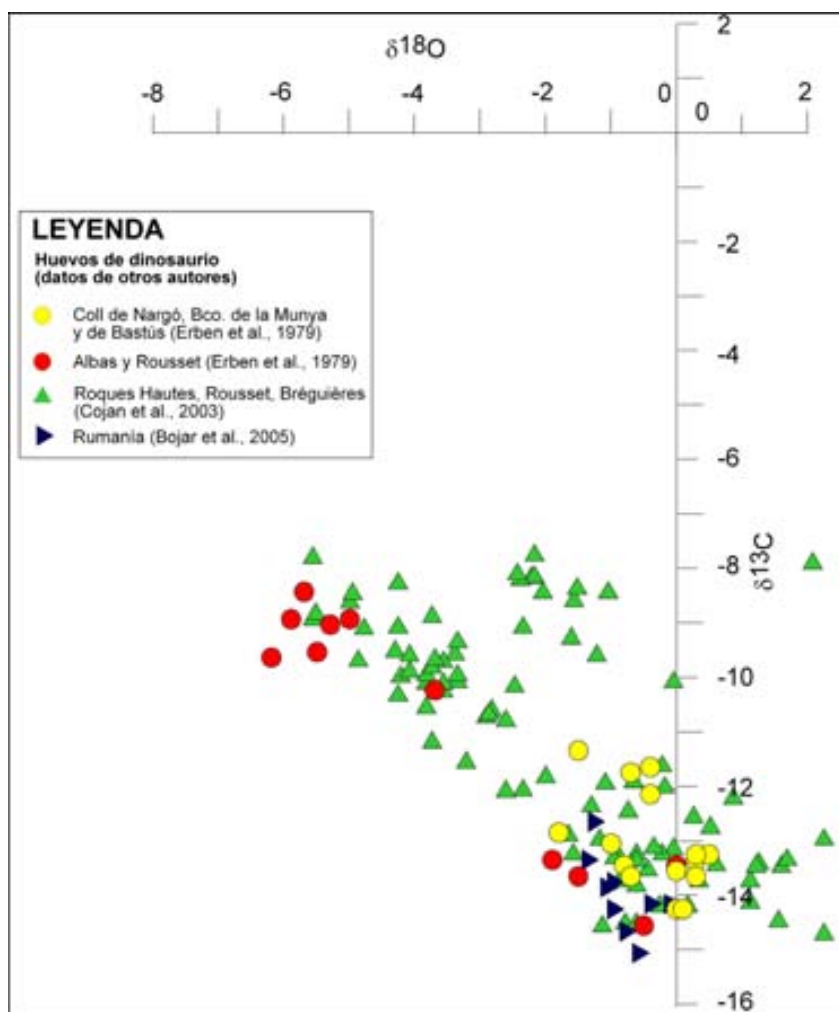


Figura 8.7. Gráfico $\delta^{13}\text{C}$ (VPDB) / $\delta^{18}\text{O}$ (VPDB) de los valores de los huevos de dinosaurio de otras localidades del Campaniense-Maastrichtiense de Europa.

En el caso de las muestras de esta tesis, los dos grupos observados se interpretan como la señal isotópica primaria (Vallcebre-Pinyes-Can Bertan) y la señal modificada por la pedogénesis (Sallent). El hecho de que la mayoría de muestras de ambos grupos presenten bajo catodoluminiscencia una masa de calcita no luminiscente o luminiscente naranja mate prueba que hay que tener cautela a la hora de interpretar si una muestra está o no alterada a partir de esta técnica ya que la señal isotópica muestra lo contrario. Del mismo modo, Rush y Chafetz (1990) observaron que conchas de braquiópodos que conservaban la textura y eran no luminiscentes bajo catodoluminiscencia mostraban una señal isotópica alterada por una diagénesis temprana, la misma que mostraban otras con luminiscencia o con señales evidentes de recristalización. No obstante hay que precisar que las cáscaras de los huevos de Sallent presentan, en general, unas texturas de calcita “sucias” neomorfizadas, que indica un elevado grado de alteración diagénética.

Otro hecho a destacar es que los valores de estroncio son mucho mayores para las muestras que se sitúan en el área del gráfico de Vallcebre-Pinyes-Can Bertan que para las de Sallent (Anexo 7L, figuras 7.7 y 7.8), lo mismo que sucede con los grupos equivalentes de Erben et al. (1979) y Cojan et al. (2003) (ver también Dauphin, 1994) y que Cojan et al. (2003) han interpretado como consecuencia de la mezcla del agua que ingerían los dinosaurios con aguas que habían circulado por formaciones evaporíticas. Sin embargo, en las muestras de esta tesis se observa que el estroncio proviene de mineralizaciones de celestina y estroncianita, muchas veces zonadas, que se encuentran principalmente en los poros, aunque también como pequeños cristales asociados a microfisuras o a porosidad dentro de las columnas de los huevos, rasgos que indican que precipitaron con posterioridad a la formación de los huevos. Otros minerales como fluorita y baritina se encuentran del mismo modo en la estructura de los huevos. Se interpreta que todas estas mineralizaciones están ligadas a circulación de fluidos a baja temperatura relacionada con la tectónica regional. Estos minerales son más abundantes en los huevos que en los nódulos debido a la estructura más porosa de los primeros.

En las muestras de huevos de Sallent, el Sr (con valores mucho menores que el resto) se encuentra en pequeños cristales de celestina dispersos (p. ej., SA-21Ou, SA-17Ou, CB-3F, CB-2A, figura 7.3C). A excepción de las dos muestras con valores más altos de Sr (SA-21Ou y SA-17Ou) los valores de S se encuentran por debajo del límite de detección (Anexo 7L). Este hecho podría indicar que los valores de estas muestras corresponderían a los valores originales de Sr de la calcita de los huevos, aunque serían precisos más estudios para confirmarlo así como para explicar las diferencias observadas entre los huevos de Sallent y Vallcebre-Pinyes-Can Bertan que también se encuentran en los de Francia.

Por otro lado, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de las cáscaras de los huevos de Vallcebre presentan un promedio ($\delta^{13}\text{C} = -13,65 \pm 0,75\text{‰}$) ligeramente más bajo que los de Pinyes ($\delta^{13}\text{C} = -12,97 \pm 0,71\text{‰}$) (ver figura 8.6). Del mismo modo, los nódulos edáficos de Vallcebre presentan valores de $\delta^{13}\text{C}$ ($-8,90 \pm 1,16$) ligeramente inferiores a los de Pinyes ($\delta^{13}\text{C} = -7,31 \pm 1,01$). Un hecho similar ocurre con los valores promedio de $\delta^{18}\text{O}$ de cáscaras de huevo y de nódulos de carbonato pedogénico de ambas sucesiones, aunque las diferencias son mucho menores. Estas diferencias en los rangos de valores isotópicos podrían obedecer a que el tipo de vegetación y las características pedogenéticas y paleohidrológicas de ambas áreas fuesen diferentes, ya que tienen edades comparables (Anexo 2A).

8.4.2. Evolución vertical de los valores isotópicos de los nódulos edáficos

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de los nódulos pedogénicos de carbonato de las secciones estudiadas ($\delta^{13}\text{C}$ -6 ‰ a -10‰) son similares a los de otros carbonatos de paleosuelos del Cretácico superior, especialmente del sur de Francia (Cojan et al., 2000; 2003), Texas (Nordt et al., 2003) y Alberta-Saskatchewan (Nordt et al., 2002), aunque muestran un rango de valores de $\delta^{13}\text{C}$ más amplio. Por otro lado, la variabilidad de $\delta^{18}\text{O}$ de los nódulos de

carbonato (-4‰ a -5‰ $\delta^{18}\text{O}$ VPDB) también es similar al de los carbonatos de paleosuelos de Texas (Nordt et al., 2003) y el sur de Francia (Cojan et al. 2003).

A partir de las posiciones estratigráficas relativas de las secciones de Pinyes, Coll de Pradell y Puig Pedrós en el panel de correlación (Anexo 2A) se ha construido un gráfico compuesto para los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de los carbonatos pedogénicos (figura 8.9). De este modo se ha conseguido un registro continuo de nódulos pedogénicos de carbonato a lo largo de todo el Maastrichtiense. Además se han integrado datos de nódulos carbonatados pedogénicos de diversas secciones del Paleoceno (Mediona y Cuenca del Ebro oriental, Zamarreño et al., 1997; Kabanov et al., 2008; Birger Schmitz, inédito). En la figura 8.9 se observa una tendencia hacia valores cada vez más negativos de $\delta^{13}\text{C}$, pasando de valores de aproximadamente -7‰ en la base de la sucesión a casi -11‰ en el techo aunque existe una notable variabilidad de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de los nódulos. Por otro lado, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ muestran una tendencia constante de valores que oscilan entre $-4,5\text{‰}$ y -4‰ . Sin embargo, en la parte alta de la sección del Puig Pedrós estos valores se hacen más negativos (alrededor de -5‰), lo que se acentúa aún más en los datos paleocenos (hasta $-6,5\text{‰}$).

En el registro isotópico del Maastrichtiense-Paleoceno de carbonatos pedogénicos de la Provenza (Francia) se han observado tendencias de $\delta^{13}\text{C}$ similares. Así, se encuentran valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -7‰ que pasan a casi -9‰ a lo largo de la sucesión del Maastrichtiense y el principio del Daniense, que después vuelven a -7‰ en la base del Thanetiense (Cojan et al., 2000). Sin embargo, en otras secciones del Maastrichtiense y el Daniense basal de Texas se observa un rango de valores constante de $\delta^{13}\text{C}$ entre -9‰ y -10‰ durante el Maastrichtiense que pasan a valores de -11‰ en el límite K/T y el inicio del Daniense (Nordt et al., 2003). En este caso, el $\delta^{18}\text{O}$ se mantiene más o menos constante entre -5‰ y -4‰ a lo largo de todo el Maastrichtiense y el Daniense (Nordt et al., 2003).

Es difícil establecer la posición de límites estratigráficos y eventos en el gráfico de la figura 8.9 con precisión. A modo tentativo se puede proponer que el límite K/T estaría localizado en la sucesión de Puig Pedrós y podría corresponder con los niveles con valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ más negativos. Del mismo modo, los niveles más altos del diagrama con $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ más negativos corresponderían a la excursión del Paleoceno superior (LPE) (véase las curvas isotópicas en Cojan et al., 2000; Nordt et al., 2003; Schmitz y Pujalte, 2003).

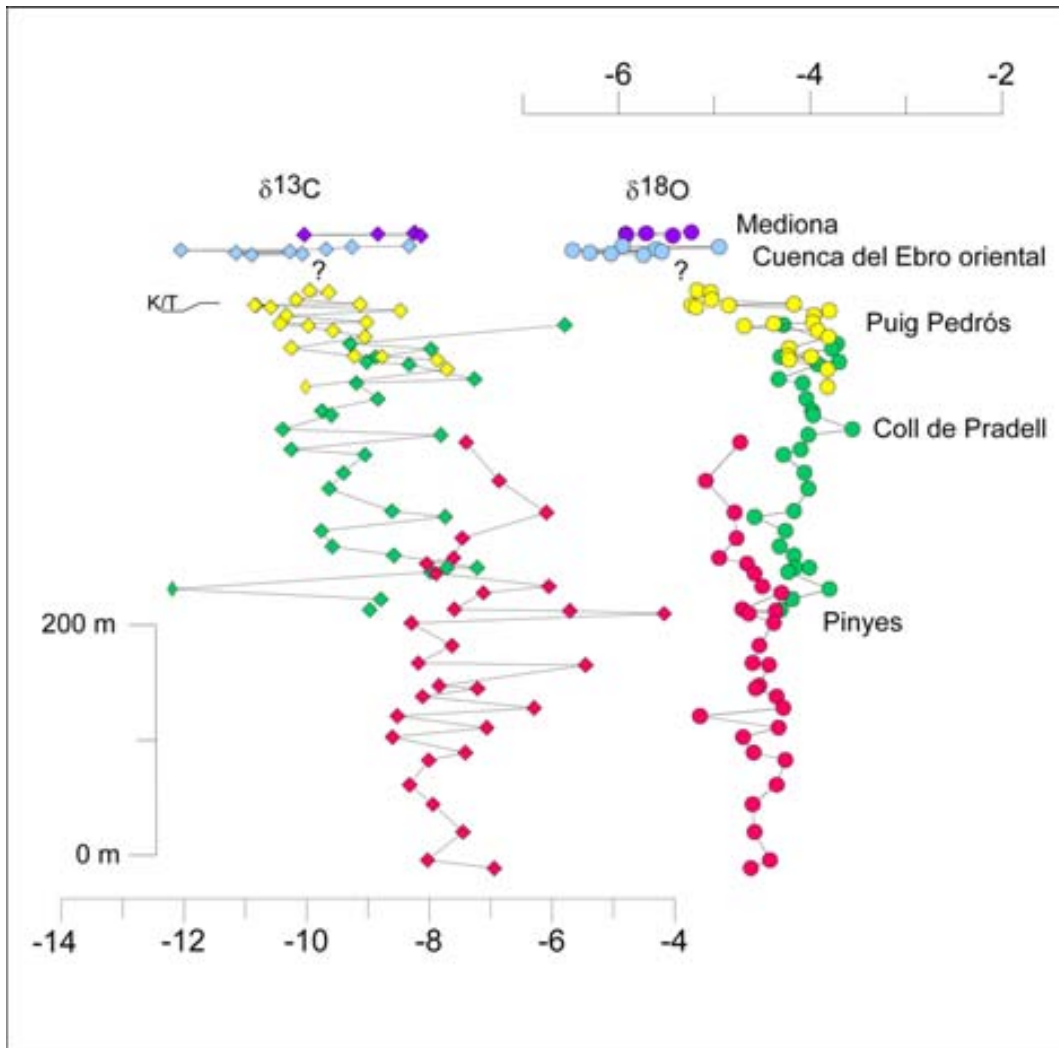


Figura 8.9. Gráfico compuesto que muestra la posición relativa de las curvas de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ (VPDB) de los nódulos de carbonato de diferentes secciones a lo largo del Maastrichtiense y el Paleoceno. Se han incorporado datos (secciones de Mediona y Cuenca del Ebro oriental) de Zamarreño et al. (1997), Kabanov et al. (2008) y Birger Schmitz (inédito).

Capítulo 9

Conclusiones

9.1. Sucesión sedimentaria y datación

- El nivel de margocalizas basales (nivel de los cementos) es el mismo en los sinclinales de Vallcebre, Coll de Nargó y Trepmp, pudiendo haberse extendido a lo largo de más de 60 Km. Constituye un nivel isócrono que sirve de correlación entre los diferentes sectores. Además indicaría que los sinclinales de Vallcebre, Coll de Nargó y Trepmp formaban parte de una misma cuenca.
- La sección de Coll de Nargó puede ser datada por la presencia del nivel isócrono de los cementos así como por la desaparición de *Megaloolithus siruguei*. Las peculiares características de la sucesión (homogeneidad de facies y profusión de huevos) dan solidez a esta segunda afirmación.
- Se documenta la tendencia regresiva general para todo el Maastrichtiense que culmina con la predominancia de facies de areniscas en la parte alta de las sucesiones del sinclinal de Vallcebre y Trepmp, corroborando lo que habían apuntado otros autores de que existió una importante regresión ligada a un cambio climático o un evento tectónico.
- Los resultados magnetoestratigráficos obtenidos para el sector oriental del sinclinal de Trepmp (Conca Dellà) son congruentes con los datos disponibles en otras áreas, encontrándose 5 intervalos de polaridad. El intervalo 1 se

puede correlacionar con el C31r y pasa la prueba del pliegue. El resto de intervalos son más ambiguos pero, según los datos geológicos, sería congruente que los intervalos 2, 3, 4 y 5 se correspondieran con los cronos C31n, C30r, C30n y C29r.

- A partir de los datos magnetoestratigráficos de la sección de Orcau, el horizonte de *Hippuritella castroi* s.s., considerado de edad Campaniense superior (Vicens et al., 2004), se sitúa en la parte baja del cron C31r (Maastrichtiense inferior). En consecuencia, se tendría que revisar la datación de la correlación de Ardèvol et al. (2000) realizada por López-Martínez et al. (2001) y Vicens et al. (2004), que afecta a la edad de la Fm. Tremp, cuya base dejaría de ser Campaniense. A esto deben añadirse las interpretaciones no fundamentadas de la parte baja de la magnetoestratigrafía de la sección de Fontllonga (López-Martínez et al., 1998).
- La medición en detalle de las secciones que contienen las calizas del Tossal de la Doba y los niveles más bajos de las Calizas de Suterranya y del Puig Pedrós, referidas por algunos autores como en posiciones estratigráficas muy distintas (Cuevas, 1992; Berástegui y Losantos 2001, 2004). sugiere que son isócronas.
- Se corrobora la heterocronía del techo de la Fm. Arenisca de Arén desde Isona (Barranc de la Posa) hacia el oeste, mientras que el techo de esta formación sería isócrono hacia el este. Este cambio de heterocronía a diacronía afecta también a la unidad gris, que a partir del mismo punto pasa a ser diacrónica y a tener una potencia mucho menor.
- El hecho de encontrar el rudista *Hippurites radiosus*, de edad Campaniense superior y presente en formaciones atribuidas al Maastrichtiense superior (Fm. Caliza Nankin, Mb. Calcarenitas de Fond du Touc de la Fm. Margas de Auzas) implica o bien que se ha reconocido erróneamente la especie o bien que la base de estas formaciones debería situarse en el Campaniense superior ya que en su parte superior se han encontrado hadrosaurios, frecuentes en el Maastrichtiense superior.
- Se ha encontrado por primera vez la presencia de *Naktodemasis bowni* en el registro del Maastrichtiense del dominio Aquitania-Pirineos. La abundancia de esta icnoespecie en la parte alta de la sucesión del área de estudio probablemente indicaría condiciones de mayor aridez, lo que también estaría confirmado por la presencia de vertisoles con nódulos edáficos de carbonato.
- Se ha observado que, por lo general, *Spirographites ellipticus* se encuentra en facies finas (lutitas ocreas, marrones, naranjas, rojas y moradas y areniscas finas) mientras que *Naktodemasis bowni* se encuentra en facies de grano más grueso (areniscas de finas a gruesas).
- Todos los datos obtenidos están de acuerdo, en general, con el esquema de Rosell et al. (2001), exceptuando la posición estratigráfica de los

conglomerados del Coll de la Trapa que se situaría por debajo de las Calizas de Vallcebre, lo que coincide con lo establecido por otros autores.

9.2. Sedimentología y formación de yacimientos

- En el nivel de los cementos (que alberga el yacimiento de Fumanya) se ha reconocido el efecto de las mareas, con ciclos semi-mensuales de *neap-spring-neap* medidos en laminaciones. Este nivel se depositó en una extensa llanura mareal de poca profundidad y registra una transición de holomarinó a *lagoon*.
- Las diferentes orientaciones de los restos vegetales del techo del nivel de los cementos documentan cómo el mismo proceso hidrodinámico puede resultar en diferentes patrones de orientación de los restos dependiendo de la morfología de los mismos. La orientación de los fragmentos de *Frenelopsis* en el techo del nivel de los cementos es E-W. Los corrientes mareales de tipo *tidal bores* orientarían los fragmentos en la dirección del eje de la cuenca.
- Se atribuye un ambiente de *lagoon* a toda la unidad gris de la Fm. Tremp, siendo al menos el nivel de los cementos intermareal en el área de Vallcebre (*contra* Rosell et al., 2001).
- La enorme cantidad de huellas de saurópodos encontradas en el nivel de los cementos (Fumanya) así como la gran abundancia de restos vegetales, en especial de la conífera *Frenelopsis* sp., podría interpretarse como una consecuencia de que los titanosaurios acudieran a ambientes como estos para utilizar como alimento los restos vegetales que flotaban.
- Se ha observado que el yacimiento de Basturs Poble (el de mayor número de restos óseos de la vertiente surpirenaica) es el resultado de varios estadios de re trabajamiento. A pesar de este re trabajamiento, la ausencia de desgaste en los huesos se explicaría por el hecho de que éste tuvo lugar en condiciones no aéreas y de transporte en masa. Originalmente los restos se encontraban en facies de inactividad (decantación) que posteriormente fueron re trabajadas. En yacimientos similares (Lauters et al., 2008) depósitos netamente residuales dan lugar a yacimientos prácticamente idénticos. Existen periodos de inactividad de los canales en los cuales el agua no llegaba a secarse. En este tipo de facies se han encontrado algunos restos óseos muy bien preservados y diversos yacimientos con huellas ornitópodas. Estas facies constituyen la fuente primaria, tras sufrir un proceso de re trabajamiento, de las acumulaciones que se encuentran en las areniscas fluviales de los sistemas meandriformes de grano fino.
- El hecho de que los hadrosaurios se alimentasen de madera en descomposición (Chin, 2007), frecuente en canales pequeños y zonas pantanosas (los troncos no se pueden acumular en ambientes de alta energía), hace plausible la idea de que acudieran a este tipo de los ambientes fluviales de inactividad a buscar alimento.

- A partir del estudio de la recopilación exhaustiva del registro paleontológico de los Pirineos y el sur de Francia y el ambiente sedimentario en que éste se encuentra se puede llegar a las siguientes conclusiones:
 - Se ha cuantificado un gran sesgo tafonómico en los yacimientos con restos óseos como consecuencia de los procesos de retrabajamiento.
 - A partir de las icnitas se deduce que los saurópodos preferían ambientes de *lagoon* mientras que los hadrosaurios (incluyendo lambeosaurios), únicos productores posibles de las huellas ornitópodos en esta zona, ambientes de canales fluviales (meandriiformes y en un caso, *braided*).
 - El hecho de que se encuentren huevos en facies muy diferentes no necesariamente refleja que las puestas se hicieran en ambientes muy diversos, sino en facies que en el momento de formarse pertenecían a ambientes muy diferentes pero que en el momento de la puesta seguramente tenían las mismas condiciones (llanura subaérea sin agua). Siempre se encuentran en facies con *mottling* (la pedogénesis sería un indicador de la existencia de drenaje), siendo más abundantes en la unidad roja inferior de la Fm. Trepmp.
 - La posibilidad de encontrar fragmentos y huevos enteros en las mismas facies es similar, por lo que el hallazgo de un fragmento en una facies determinada indicaría una altísima posibilidad de encontrar huevos enteros en la misma facies.

9.3. Sucesión paleontológica

- Se confirma el hecho de encontrar faunas dominadas por saurópodos durante el Maastrichtiense inferior y una menor abundancia de este grupo en el Maastrichtiense superior. Sin embargo, esto podría reflejar un sesgo paleoambiental debido a su preferencia por ambientes costeros (menos representados a medida que progresa la regresión).
- Los terópodos se han encontrado a lo largo de toda la sucesión en facies diversas, aunque en su mayoría se trata de restos transportados.
- Se confirma que las faunas del Maastrichtiense superior están dominadas por hadrosaurios, siendo escasos en el Maastrichtiense inferior.
- La presencia de lambeosaurinos queda restringida a la parte media y alta del Maastrichtiense superior.
- No se encuentran restos de rhabdodóntidos en los sinclinales de Vallcebre, Trepmp y Coll de Nargó, pero son comunes en otras localidades del Campaniense superior-Maastrichtiense inferior de la Península Ibérica y el sur de Francia.
- En la vertiente surpirenaica los nodosaurios únicamente se encuentran en la parte baja de la sucesión, asociados a ambientes transicionales de la unidad gris. Sin embargo, en Francia existen restos, aunque no muy

abundantes, a lo largo de todo el Maastrichtiense en asociaciones de facies tanto transicionales como continentales.

- El reemplazamiento de *Megaloolithus siruguei* por *Megaloolithus mamillare* en el sinclinal de Vallcebre tiene lugar en la parte superior del C31r (Maastrichtiense superior).
- En los yacimientos de la región pirenaica y el Bajo Languedoc y la Provenza se han descrito al menos una veintena de formas diferentes de dinosaurios durante el Campaniense superior-Maastrichtiense superior, lo que implica una relativa diversidad de dinosaurios.
- A pesar de que existe un reemplazamiento de las faunas dominadas por titanosaurios, rhabdodóntidos y nodosaurios del Campaniense superior-Maastrichtiense inferior por otras dominadas por hadrosaurios en el Maastrichtiense superior, también hay presencia en este periodo de diferentes formas de titanosaurios, además de nodosaurios, hadrosaurios, lambeosaurinos y terópodos paronicodóntidos y dromeosaurios, lo que entra en contradicción con un proceso de extinción gradual, como también lo hace el hecho de encontrar numerosos ejemplos de yacimientos con huellas (restos *in situ*) pocos metros por debajo del límite K/T.

9.4. Caracterización petrológica y geoquímica de huevos de dinosaurio y nódulos pedogénicos

- En función de sus valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se han observado dos grupos de huevos en el área de estudio (Vallcebre-Pinyes-Can Bertan por un lado y Sallent por el otro) que mostrarían señales isotópicas primarias en el caso del primero y señales isotópicas alteradas por pedogénesis en el segundo. Sin embargo, estas diferencias no se reflejan en el aspecto que presentan las muestras bajo catodoluminiscencia.
- Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de las cáscaras de los huevos de Vallcebre presentan un promedio ($\delta^{13}\text{C} = -13,65 \pm 0,75\text{‰}$) ligeramente más bajo que los de Pinyes ($\delta^{13}\text{C} = -12,97 \pm 0,71\text{‰}$), del mismo modo que los nódulos edáficos de Vallcebre presentan valores de $\delta^{13}\text{C}$ ($-8,90 \pm 1,16$) ligeramente inferiores a los de Pinyes ($\delta^{13}\text{C} = -7,31 \pm 1,01$). Un hecho similar ocurre con los valores promedios de $\delta^{18}\text{O}$ de cáscaras de huevo y de nódulos de carbonato, aunque las diferencias son mucho menores. Estas diferencias en los rangos de valores isotópicos podrían obedecer a que la sucesión de Pinyes posee un tipo de vegetación y características pedogenéticas y paleohidrológicas diferentes.
- Se ha observado una tendencia hacia valores cada vez más negativos de $\delta^{13}\text{C}$ durante el Maastrichtiense, mientras que en los de $\delta^{18}\text{O}$ se mantiene constante. A pesar de la dificultad para establecer límites estratigráficos y eventos con precisión, a modo tentativo se puede proponer que el límite K-T estaría localizado en la sucesión de Puig Pedrós y podría corresponder con los niveles con valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ más negativos. Del mismo modo, los

niveles más altos del diagrama con $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ más negativos corresponderían a la excursión del Paleoceno superior (LPE).

Capítulo 10

Bibliografía

- AEPLER, R., 1967, Das garumnian der Mulde Von Vallcebre und ihre Tektonik (Spanien, Provinz Barcelona): Master thesis, Freien Universität Berlin (Naturwissenschaftlichen Fakultät), Berlin, 101 p.
- ALEGRET, L., 2007, Recovery of the deep-sea floor after the Cretaceous-Paleogene Boundary event: the benthic foraminiferal records in the Basque-Cantabrian basin and in South-eastern Spain: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 255, p. 181-194.
- ALEXANDER, C., R., DAVIS, R.A., y HENRY, V.J., 1998, Tidalites: Processes and products: SEPM Special Publication #61, Tulsa (USA), 171 p.
- ALLAIN, R., y TAQUET, P., 2000, A new genus of Domaeosauridae (Dinosauria, Theropoda) from the Upper Cretaceous of France: *Journal of Vertebrate Paleontology*, v. 20, p. 404-407.
- ÁLVAREZ-SIERRA, M.A., ARRIBAS, M.E., ARDÈVOL, L., CIVIS, J., DAAMS, R., KRAUSS, S., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., DE LA PEÑA, A., SOLER, R., VIANEY-LIAUD, M., LACASA, A., MARANDAT, B., PELÁEZ-CAMPOMANES, P., SEVILLA, P., y SIGÉ, B., 1994, El límite Cretácico-Terciario en la sección de Fontllonga (Cuenca de Àger, provincia de Lérida), II Congreso del G.E.T. Comunicaciones, p. 23-26.
- ARCHIBALD, D.J., y FASTOVSKY, D.E., 2004, Dinosaur extinction, en Weishampel, D.B., Dodson, P., y Osmólska, H., eds., *The Dinosauria*: University of California Press, p. 672-684.
- ARDÈVOL, L., KLIMOWITZ, J., MALAGÓN, J., y NAGTEGAAL, P.J.C., 2000, Depositional sequence response to foreland deformation in the Upper Cretaceous of the Southern Pyrenees, Spain: *AAPG Bulletin*, v. 84, p. 566-587.
- ARRIBAS, M.E., ESTRADA, R., OBRADOR, A., y RAMPONE, G., 1996, Distribución y ordenación de *Microcodium* en la Formación Tremp: anticlinal de Campllong (Pirineos Orientales, provincia de Barcelona): *Revista de la Sociedad Geológica de España*, v. 9, p. 9-18.
- ARZ, J.A., ARENILLAS, I., MOLINA, E., y SEPÚLVEDA, R., 2000, La estabilidad evolutiva de los foraminíferos planctónicos en el Maastrichtiense superior y su extinción en el límite Cretácico/Terciario de Caravaca, España: *Revista Geológica de Chile*, v. 27, p. 27-47.

Capítulo 9

- ASHRAF, A.R., y ERBEN, H.K., 1986, Palynologische untersuchungen an der Kreide/Tertiär-grenze west-mediterraner regionen: *Palaeontographica Abteilung B*, v. 200, p. 111-163.
- ASTIBIA, H., MURELAGA, X., PEREDA-SUBERBIOLA, X., ELORZA, J.J., y GÓMEZ-ALDAY, J.J., 1999, Taphonomy and palaeoecology of the Upper Cretaceous continental vertebrate-bearing beds of the Laño Quarry (Iberian Peninsula): *Estudios del Museo de Ciencias Naturales de Álava*, v. 14, p. 43-104.
- AUTUNES, M.T., y SIGOGNEAU-RUSSELL, D., 1991, Nouvelles données sur les Dinosauriens du Crétacé supérieur du Portugal: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, v. 313, p. 113-119.
- AVANZINI, M., FRISIA, S., VAN DEN DRIESSCHE, K., y KEPPENS, E., 1997, A dinosaur tracksite in an early Liassic tidal flat in northern Italy: Paleoenvironmental reconstruction from sedimentology and geochemistry: *Palaios*, v. 12, p. 538-551.
- AVERIANOV, A.O., y NESSOV, L., 1995, A new Cretaceous mammal from the Campanian of Kazakhstan: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, p. 65-74.
- BABINOT, J.-F., y DURAND, J.-P., 1980a, Valdonnien, *en* Cavelier, C., y Roger, J., eds., Les etages français et leurs stratotypes, *Mémoire du B.R.G.M.* 109, p. 171-174.
- BABINOT, J.-F., y DURAND, J.-P., 1980b, Fuvélien, *en* Cavelier, C., y Roger, J., eds., Les etages français et leurs stratotypes, *Mémoire du B.R.G.M.* 109, p. 175-178.
- BABINOT, J.-F., y DURAND, J.-P., 1980c, Bégudien, *en* Cavelier, C., y Roger, J., eds., Les etages français et leurs stratotypes, *Mémoire du B.R.G.M.* 109, p. 179-183.
- BABINOT, J.-F., y DURAND, J.-P., 1980d, Rognacien, *en* Cavelier, C., y Roger, J., eds., Les etages français et leurs stratotypes, *Mémoire du B.R.G.M.* 109, p. 184-188.
- BABINOT, J.-F., y DURAND, J.-P., 1980e, Vitrollien, *en* Cavelier, C., y Roger, J., eds., Les etages français et leurs stratotypes, *Mémoire du B.R.G.M.* 109, p. 189-193.
- BABINOT, J.-F., y FREYTET, P., 1983, Le Sénonien supérieur continental de la France méridionale et de l'Espagne septentrionale: état des connaissances biostratigraphiques: *Géologie Méditerranéenne*, v. 10, p. 245-268.
- BABINOT, J.-F., FREYTET, P., AMIOT, R., BILOTTE, M., DE BROIN, F., COLOMBO, F., DURAND, J.-P., FEIST, M., FLOQUET, M., GAYET, M., LANGE-BADRE, B., MASRIERA, A., MASSIEUX, M., MEDUS, J., TAMBAREAU, Y., ULLASTRE, J., y VILLATTE, J., 1983, Le Sénonien supérieur continental de la France méridionale et de l'Espagne septentrionale: état des connaissances biostratigraphiques: *Géologie Méditerranéenne*, v. X, p. 245-268.
- BARCO, J.L., ARDÉVOL, L., y CANUDO, J.I., 2001, Descripción de los primeros rastros asignados a Hadrosauridae (Ornithopoda, Dinosauria) del Maastrichtiense de la Península Ibérica (Areny, Huesca): *Geogaceta*, v. 30, p. 235-238.
- BATALLER, J.R., 1958, El Garumniense español y su fauna: *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, v. II Trimestre, p. 41-81.
- BATALLER, J.R., 1959, Paleontología del Garumniense: *Estudios Geológicos*, v. 15, p. 39-52.
- BATALLER, J.R., 1960, Los vertebrados del Cretácico español: *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, v. 60, p. 141-164.
- BATALLER, J.R., MASACHS, V., y DE GÁLVEZ-CAÑERO, A., 1953, Mapa Geológico de España, hoja 290 Isona, 1:50.000, Instituto Geológico y Minero de España, p. 1-113.
- BATES, K.T., MANNING, P.L., VILA, B., y HODGETTS, D., 2008a, Three-dimensional modelling and analysis of dinosaur tracks: *Palaeontology*, v. 51, p. 999-1010.
- BATES, K.T., RARITY, F., MANNING, P.L., HODGETTS, D., VILA, B., OMS, O., GALOBART, À., y GAWTHORPE, R.L., 2008, High-resolution LiDAR and photogrammetric survey of the Fumanya dinosaur tracksites (Catalonia): implications for the conservation and interpretation of geological heritage sites: *Journal of the Geological Society*, v. 165, p. 115-127.
- BATTACHARYA, A.S., y MOHABEY, D.M., 1991, Stable-isotope analyses of dinosaur eggshell: paleoenvironmental implications: *Geology*, v. 19, p. 1068-1071.
- BAUDRIMONT, A.F., 1961, Etude géologique détaillée de la région de Coll de Nargó (Vallée du Segre, Pyrénées Catalanes). D.E.S., Université de Toulouse, Toulouse, 83 p.
- BEETSCHEN, J.-C., 1985, Sur les niveaux à coquilles d'oeufs de dinosauriens de la région de Rennes-le-Château (Aude), Les Dinosauriens de la Chine à la France. Colloque International de Paléontologie: *Museum d'Histoire Naturelle de Toulouse, Museum d'Histoire Naturelle de Chongqing, Toulouse (France)*, p. 113-126.

- BEHRENSMEUER, A.K., 2007, Bonebeds through time, *en* Rogers, R.R., Eberth, D.A., y Fiorillo, A.R., eds., Bonebeds: genesis, analysis, and paleobiological significance: University of Chicago Press, Chicago, p. 65-102.
- BENAMMI, M., URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., y VIANEY-LIAUD, M., 2006, Preliminary magnetostratigraphic study of the late Cretaceous dinosaur site from Villeveyrac-Mèze Basin, southern France: *International Geology Review*, v. 48, p. 89-96.
- BERÀSTEGUI, X., y LOSANTOS, M. (coords.), 2001, Isona (290-2-1): Mapa Geològic de Catalunya 1:25.000. Institut Cartogràfic de Catalunya
- BERÀSTEGUI, X., y LOSANTOS, M. (coords.), 2004, Vilamitjana (290-1-1): Mapa Geològic de Catalunya 1:25.000. Institut Cartogràfic de Catalunya
- BERMÚDEZ MÉNDEZ, J.L., 1997, Estudio técnico de sostenimiento de labores asociadas a las explotaciones: Carbones Pedraforca S. A., p. 61.
- BESSIÈRE, G., TAMBAREAU, Y., y VILLATTE, J., 1980, Le passage Crétacé-Tertiaire dans les Hautes Corbières: *Bulletin de la Société de l'Histoire Naturelle de Toulouse*, v. 116, p. 283-303.
- BILOTTE, M., 1978, Évolution sédimentaire et tectonique du bassin sous-pyrénéen à la fin du Crétacé, à l'Est de la Garonne: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 20, p. 649-655.
- BILOTTE, M., 1980, Le gisement d'Auzas (Maastrichtien des Petites Pyrénées). Stratigraphie- environnements: *Bulletin de la Société de l'Histoire Naturelle de Toulouse*, v. 116, p. 57-63.
- BILOTTE, M., 1985, Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. *Strata*, vol. 5, Toulouse, 438 p.
- BILOTTE, M., y ANDREU, B., 2006, Les Marnes d'Auzas (Maastrichtien supérieur sous-Pyrénéen). Stratigraphie et paléoenvironnements, associations d'ostracodes: *Revista Española de Micropaleontología*, v. 38, p. 309-320.
- BILOTTE, M., TAMBAREAU, Y., y VILLATTE, J., 1983, Le Crétacé supérieur et la limite Crétacé-Tertiaire en faciès continental dans le versant nord des Pyrénées: *Géologie Méditerranéenne*, v. X, p. 269-276.
- BILOTTE, M., DURANTHON, F., CLOTTES, P., y RAYNAUD, C., 1985, Gisements de dinosaures du nord-est des Pyrénées, Les Dinosaures de la Chine à la France. *Colloque International de Paléontologie: Museum d'Histoire Naturelle de Toulouse, Museum d'Histoire Naturelle de Chongqing, Toulouse (France)*, p. 151-160.
- BILOTTE, M., COSSON, J., CROCHET, B., PEYBERNÈS, B., ROCHE, J., TAILLEFER, F., TAMBAREAU, Y., TERNET, Y., y VILLATTE, J., 1988, Notice explicative de la feuille Lavelanet à 1/50.000: Editions du BRGM. Service Géologique National, Orléans.
- BOJAR, A.-V., GRIGORESCU, D., OTTNER, F., y CSIKI, Z., 2005, Palaeoenvironmental interpretation of dinosaur- and mammal-bearing continental Maastrichtian deposits, Hateg basin, Romania: *Geological Quarterly*, v. 49, p. 205-222.
- BOJAR, A.-V., CSIKI, Z., y GRIGORESCU, D., 2009, Stable isotope distribution in Maastrichtian vertebrates and paleosols from the Hateg Basin, South Carpathians: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, doi:10.1016/j.palaeo.2009.08.027.
- BOLOTSKY, Y.L., y GODEFROIT, P., 2004, A new hadrosaurine dinosaur from the Late Cretaceous of far eastern Russia: *Journal of Vertebrate Paleontology*, v. 24, p. 351-365.
- BOUSQUET, J.-C., y VIANEY-LIAUD, M., 2001, Dinosaures et autres reptiles du Languedoc: *Nouvelles Presses du Languedoc, Montpellier*, 192 p..
- BOWN, T.M., y KRAUS, M.J., 1993, Time-stratigraphic reconstruction and integration of paleopedologic, sedimentologic, and biotic events (Willwood Formation, Lower Eocene, Northwest Wyoming, U.S.A.): *Palaios*, v. 8, p. 68-80.
- BRAVO, A.M., VILA, B., GALOBART, À., y OMS, O., 2005, Restos de huevos de dinosaurio en el Cretácico Superior del sinclinal de Vallcebre (Berguedà, provincia de Barcelona): *Revista Española de Paleontología*, número extraordinario X, p. 49-57.
- BRETON, G., FOURNIER, R., y WATTE, J.-P., 1985, Le lieu de ponte de dinosaures de Rennes-le-Château (Aude): premiers résultats de la campagne de fouilles 1984, Les Dinosaures de la Chine à la France. *Colloque International de Paléontologie: Museum d'Histoire Naturelle de Toulouse, Museum d'Histoire Naturelle de Chongqing, Toulouse (France)*, p. 127-140.
- BRINKMANN, W., 1984, Erster Nachweis eines Hadrosauriers (Ornithischia) aus dem unteren Garumnium (Maastrichtium) des Beckens von Tremp (Provinz Lérida, Spanien): *Paläontologische Zeitschrift*, v. 58, p. 295-305.
- BUFFETAUT, E., 2005, Late Cretaceous vertebrates from the Saint-chinian area (southern France): A review of previous research and an update on recent finds: *Acta Palaeontologica Romaniae*, v. 5, p. 39-48.

Capítulo 9

- BUFFETAUT, É., y LE LOEUFF, J., 1991, Late Cretaceous dinosaur faunas of Europe: some correlation problems: *Cretaceous Research*, v. 12, p. 159-176.
- BUFFETAUT, É., y CAVIN, L., 1995, Nouveaux restes de vertébrés du Maastrichtien supérieur dans la carrière du Jadet (Haute-Garonne, France): *Bulletin Trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Musée du Havre*, v. 82, p. 31-34.
- BUFFETAUT, É., y LE LOEUFF, J., 1997, Late Cretaceous dinosaurs from the foothills of the Pyrenees: *Geology Today*, v. 13, p. 60-68.
- BUFFETAUT, É., y LE LOEUFF, J., 1998, A new giant ground bird from the Upper Cretaceous of southern France: *Journal of the Geological Society, London*, v. 155, p. 1-4.
- BUFFETAUT, É., MARANDAT, B., y SIGÉ, B., 1986, Découverte de dents de Deinonychosaures (Saurischia, Theropoda) dans le Crétacé supérieur du Sud de la France: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, v. 303, p. 15.
- BUFFETAUT, É., CLOTTES, P., CUNY, G., DUCROCQ, S., LE LOEUFF, J., MARTIN, M., POWELL, J.E., RAYNAUD, C., y TONG, H., 1989, Les gisements de dinosaures maastrichtiens de la haute vallée de l'Aude (France): premiers résultats des fouilles de 1989: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, v. 309, p. 1723-1727.
- BUFFETAUT, E., CUNY, G., y LE LOEUFF, J., 1993, The discovery of French dinosaurs: *Modern Geology*, v. 18, p. 161-182.
- BUFFETAUT, É., COSTA, G., LE LOEUFF, J., MARTIN, M., RAGE, J.-C., VALENTIN, X., y TONG, H., 1996, An Early Campanian vertebrate fauna from the Villeveyrac Basin (Hérault, Southern France): *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Mh.*, v. 1996, p. 1-16.
- BUFFETAUT, É., LE LOEUFF, J., CAVIN, L., DUFFAUD, S., GHEERBRANT, E., LAURENT, Y., MARTIN, M., RAGE, J.-C., TONG, H., y VASSE, D., 1997, Late Cretaceous non-marine vertebrates from southern France: a review of recent finds: *Geobios*, v. 20, p. 101-108.
- BUSCALIONI, A.D., 2000, Armuña, *en* Sanz, J.L., ed., *Dinosaurios. Los señores del pasado*: Martínez Roca, p. 295-296.
- BUTLER, R.J., y BARRETT, P.M., 2008, Palaeoenvironmental controls on the distribution of Cretaceous herbivorous dinosaurs: *Naturwissenschaften*, v. 95, p. 1027-1032.
- CALZADA, S., y URQUIOLA, M.D.M., 1994, Nuevos datos sobre *Melanopsis armatus* Mathéron, 1843. (Gasterópodo del Cretácico, facies Garumniense): *Coloquios de Paleontología*, v. 46, p. 151-159.
- CANUDO, J.I., 2001, Descripción de un fragmento proximal de fémur de Titanosauridae (Dinosauria, Sauropoda) del Maastrichtiense superior de Serraduy (Huesca), *en* Meléndez, G., Herrera, Z., Delvene, G., y Azanza, B. eds., *XVII Jornadas de Paleontología: Sociedad Española de Paleontología y Área y Museo de Paleontología de la Universidad de Zaragoza*, Albarracín, p. 255-262.
- CANUDO, J.I., y RUIZ-OMEÑACA, J.I., 2003, Los restos directos de dinosaurios terópodos (excluyendo aves) en España, *en* Pérez-Lorente, F., ed., *Dinosaurios y otros reptiles mesozoicos en España*, p. 347-374.
- CANUDO, J.I., KELLER, G., y MOLINA, E., 1991, Cretaceous-Tertiary boundary extinction pattern and faunal turnover at Agost and Caravaca, SE Spain: *Marine Micropaleontology*, v. 17, p. 319-341.
- CANUDO, J.I., KELLER, G., MOLINA, E., y ORTIZ, N., 1995, Planktic foraminiferal turnover and $\delta^{13}C$ isotopes across the Paleocene-Eocene transition at Caravaca and Zumaya, Spain: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 114, p. 75-100.
- CANUDO, J.I., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., y RUIZ-OMEÑACA, J.I., 2001, Los dinosaurios del Maastrichtiense superior (Cretácico superior) del Pirineo de Huesca (España), *en* Salense, *Actas de las I Jornadas Internacionales sobre Paleontología de Dinosaurios y su Entorno*, Salas de los Infantes (Burgos, España), p. 319-328.
- CASANOVAS-CLADELLAS, M.L., SANTAFÉ-LLOPIS, J.V., y ISIDRO-LLORENS, A., 1993a, *Pararhabdodon isonense* n. gen. n. sp. (Dinosauria). Estudio morfológico, radio-tomográfico y consideraciones biomecánicas: *Paleontologia i Evolució*, v. 26-27, p. 121-131.
- CASANOVAS-CLADELLAS, M.L., y SANTAFÉ, J.V., 1993b, Presencia de Titanosáuridos (Dinosauria) en el Cretácico superior de Fontllonga (Lleida, España): *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, v. 3, p. 67-80.
- CASANOVAS, M.L., PEREDA-SUBERBIOLA, X., SANTAFÉ, J.V., y WEISHAMPEL, D.B., 1999a, First lambeosaurine hadrosaurid from Europe: palaeobiogeographical implications: *Geological Magazine*, v. 136, p. 205-211.
- CASANOVAS, M.L., PEREDA-SUBERBIOLA, X., SANTAFÉ, J.V., y WEISHAMPEL, D.B., 1999b, A primitive euhadrosaurian dinosaur from the uppermost Cretaceous of the Ager syncline (southern Pyrenees, Catalonia): *Geologie en Mijnbouw*, v. 78, p. 345-356.

- CAUS, E., y GÓMEZ-GARRIDO, A., 1989, Upper cretaceous biostratigraphy of the south-central Pyrenees (Lleida, Spain): *Geodinamica Acta* (Paris), v. 3, p. 221-228.
- CAVIN, L., MARTIN, M., y VALENTIN, X., 1996, Découverte d'*Atractosteus africanus* (Actinopterygii, Lepisosteidae) dans le Campanien inférieur de Ventabren (Bouches-du-Rhône, France). Implications paléobiogéographiques: *Revue de Paléobiologie*, v. 15, p. 1-7.
- CERLING, T.E., 1991, Carbon dioxide in the atmosphere: evidence from Cenozoic and Mesozoic paleosols: *American Journal of Science*, v. 291, p. 377-400.
- CERLING, T.E., 1992, Use of carbon isotopes in paleosols as an indicator of the P(CO₂) of the paleoatmosphere: *Global Biogeochemical Cycles*, v. 6, p. 307-314.
- CERLING, T.E., y HAY, R.L., 1986, An isotopic study of paleosol carbonates from Olduvai Gorge: *Quaternary Research*, v. 25, p. 63-78.
- CERLING, T.E., y QUADE, J., 1993, Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates, *en* Swart, P.K., Lohmann, K.C., McKenzie, J.A., y Savin, S., eds., *Climatic Change in Continental Isotopic Records*: American Geophysical Union, Geophysical Monograph 78, Washington, p. 217-231.
- CERLING, T.E., BOWMAN, J.R., y O'NEIL, J.R., 1988, An isotopic study of a fluvial-lacustrine sequence: the Plio-Pleistocene Koobi Fora Formation, East Africa: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 63, p. 335-356.
- CERLING, T.E., QUADE, J., WANG, Y., y BOWMAN, J.R., 1989, Carbon isotopes in soils and palaeosols as ecology and palaeoecology indicators: *Nature*, v. 341, p. 138-139.
- CHANTHASIT, P., y BUFFETAUT, E., 2009, New data on the Dromeosauridae (Dinosauria: Theropoda) from the Late Cretaceous of southern France: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 180, p. 145-154.
- CHIAPPE, L.M., CORIA, R.A., DINGUS, L., JACKSON, F.D., CHINSAMY, A., y FOX, M., 1998, Sauropod dinosaur embryos from the Late Cretaceous of Patagonia: *Nature*, v. 396, p. 258-261.
- CHIN, K., 2007, The paleobiological implications of herbivorous dinosaur coprolites from the upper Cretaceous Two Medicine Formation of Montana: why eat wood?: *Palaios*, v. 22, p. 554-566.
- COJAN, I., 1989, Discontinuités majeures en milieu continental. Proposition de corrélation avec des événements globaux (Bassin de Provence, S. France, Passage Crétacé/Tertiaire): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, v. 309, p. 1013-1018.
- COJAN, I., 1993, Alternating fluvial and lacustrine sedimentation: tectonic and climatic controls (Provence Basin, S. France, Upper Cretaceous/Palaeocene): *IAS Special Publication*, v. 17, p. 425-438.
- COJAN, I., 1999, Carbonate-rich palaeosols in the Late Cretaceous-Early Palaeogene series of the Provence Basin (France): *IAS Special Publication*, v. 27, p. 323-335.
- COJAN, I., y MOREAU, M.-G., 2006, Correlation of terrestrial climatic fluctuations with global signals during the upper Cretaceous-Danian in a compressive setting (Provence, France): *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, p. 589-604.
- COJAN, I., MOREAU, M.-G., y STOTT, L.E., 2000, Stable carbon isotope stratigraphy of the Paleogene pedogenic series of southern France as a basis for continental-marine correlation: *Geology*, v. 28, p. 259-262.
- COJAN, I., RENARD, M., y EMMANUEL, L., 2003, Palaeoenvironmental reconstruction of dinosaur nesting sites based on a geochemical approach to eggshells and associated palaeosols (Maastrichtian, Provence Basin, France): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 191, p. 118-138.
- COLOMBO, F., 1996, Stratigraphic and sedimentary characteristics of the Cretaceous-Tertiary boundary in the Ager basin, Lleida province, Northeastern Spain, *en* MacLeod, N., y Keller, G., eds., *Cretaceous-Tertiary Mass Extinctions: Biotic and Environmental Changes*: W. W. Norton & Company, New York-London, p. 399-413.
- COLOMBO, F., y CUEVAS, J.L., 1993, Características estratigráficas y sedimentológicas del "Garumniense" en el sector de Àger (Pre-Pirineo, Lleida): *Acta Geológica Hispánica*, v. 28, p. 15-32.
- COLSON, J., y COJAN, I., 1996, Groundwater dolocretes in a lake-marginal environment: an alternative model for dolocrete formation in continental settings (Danian of the Provence Basin, France): *Sedimentology*, v. 43, p. 175-188.
- COMPANY, J., 2004, Vertebrados continentales del Cretácico superior (Campaniense-Maastrichtiense) de Valencia. PhD dissertation, Universitat de València, València, 410 p.
- COMPANY RODRÍGUEZ, J., GALOBART, À., y GAETE, R., 1998, First data on the hadrosaurid dinosaurs (*Ornithischia*, Dinosauria) from the Upper Cretaceous of Valencia, Spain: *Oryctos*, v. 1, p. 121-126.
- COMPANY, J., PEREDA-SUBERBIOLA, X., y RUIZ-OMEÑACA, J.I., 2009a, Los dinosaurios del Cretácico Terminal del Levante ibérico en el contexto paleogeográfico europeo. Composición de las faunas e implicaciones

Capítulo 9

- paleobiogeográficas, Actas de las IV Jornadas Internacionales sobre Paleontología de Dinosaurios y su Entorno, Salas de los Infantes, Burgos, p. 17-44.
- COMPANY, J., PEREDA-SUBERBIOLA, X., y RUIZ-OMEÑACA, J.I., 2009b, Nuevos restos fósiles del dinosaurio *Lirainosaurus* (Sauropoda, Titanosauria) en el Cretácico Superior (Campaniano-Maastrichtiano) de la Península Ibérica: *Ameghiniana*, v. 46, p. 391-405.
- COOMBS JR., W.P., y DEMÉRÉ, T.A., 1996, A late Cretaceous nodosaurid ankylosaur (Dinosauria: Ornithischia) from marine sediments of coastal California: *Journal of Paleontology*, v. 70, p. 311-326.
- CORRAL HERNÁNDEZ, E., SANZ, J.L., ORTEGA, F., y ESCASO, F., 2007, Restos de dinosaurios del Cretácico Superior de Armuña (Segovia), en Cambra-Moo, O., Martínez-Pérez, C., Chamero, B., Escaso, F., de Esteban Trivigno, S., y Marugán-Lobón, J., eds., *Cantera Paleontológica*: Diputación Provincial de Cuenca, Cuenca, p. 133-142.
- COSTA, J.M., 1985, Estratigrafia física i fàcies del Paleocè Prepirinenc entre els rius Grèixer i Arija: Tesis de licenciatura, Univesitat Autònoma de Barcelona, 123 p.
- COUSIN, R., 1997, Les gisements d'oeufs de dinosauriens des Hautes Corbières et des Corbières Orientales (Aude): ponte, nidification, microstructure des coquilles: *Bulletin de la Société d'Études Scientifiques de l'Aude*, v. XCVII, p. 29-45.
- COUSIN, R., y BRETON, G., 2000, A precise and complete excavation is necessary to demonstrate a dinosaur clutch structure, First International Symposium on Dinosaur Eggs and Babies Extended Abstracts, Isona i Conca Dellà (Spain), p. 31-42.
- COUSIN, R., BRETON, G., FOURNIER, R., y WATTE, J.-P., 1989, Dinosaur egg-laying and nesting: the case of an Upper Maastrichtian site at Rennes-le-Château: *Historical Biology*, v. 2, p. 157-167.
- COUSIN, R., BRETON, G., FOURNIER, R., y WATTÉ, J.-P., 1994, Dinosaur egg-laying and nesting in France, en Carpenter, K., Hirsch, K.F., y Horner, J.R., eds., *Dinosaur Eggs and Babies*: Cambridge University Press, p. 56-74.
- CRUSAFONT, M., DE RENZI, M., y CLAVELL, E., 1966, Un corte estratigráfico modelo del Garumniense-Paleoceno-Eoceno, en la cuenca Preaxial del Isábena: *Acta Geológica Hispánica*, v. 1, p. 21-24.
- CRUZADO-CABALLERO, P., CANUDO, J.I., y RUIZ-OMEÑACA, J.I., 2005, Nuevas evidencias de la presencia de hadrosaurios lambeosaurinos (Dinosauria) en el Maastrichtiano superior de la Península Ibérica (Arén, Huesca): *Geogaceta*, v. 38, p. 3-6.
- CUEVAS, J.L., 1992, Estratigrafía del "Garumniense" de la Conca de Tremp. Prepirineo de Lérida: *Acta Geológica Hispánica*, v. 27, p. 95-108.
- CUEVAS, J.L., y MERCADÉ, M., 1988, Sedimentological analysis and facies geometry of an ancient coarse-grained point bar complex: the Talarn Sandstone Formation (Tremp Group, NE Spain), Informe para Norsk Hydro.
- DALLA VECCHIA, F.M., 2006, *Telmatosaurus* and the other hadrosaurids of the Cretaceous European Archipelago. An overview: *Natura Nascosta*, v. 32, p. 1-55.
- DALLONI, M., 1930, Etude géologique des Pyrénées de Catalogne: *Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, v. XXVI, 370 p.
- DAUPHIN, Y., PICKFORD, M., y SENUT, B., 1998, Diagenetic changes in the mineral and organic phases of fossil avian eggshells from Namibia: *Applied Geochemistry*, v. 13, p. 243-256.
- DE LA PEÑA, A., y SOLER-GIJÓN, R., 1996, The first siluriform from the Cretaceous-Tertiary boundary interval of Eurasia: *Lethaia*, v. 29, p. 85-86.
- DE LAPPARENT DE BROIN, F., y MURELAGA, X., 1996, Une nouvelle faune de chéloniens dans le Crétacé supérieur européen: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, v. 323, p. 729-735.
- DE PORTA, J., KEDVES, M., SOLÉ DE PORTA, N., y CIVÍS, J., 1985, Palinología del barranco de La Posa (Lérida, España). Problemática regional: *Revista d'Investigacions Geològiques*, v. 40, p. 5-28.
- DERAMOND, J., SOUQUET, P., FONDECAVE-WALLEZ, M.-J., y SPECHT, M., 1993, Relations between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain) en Williams, G.D., y Dobb, A., eds., *Tectonics and seismic sequence stratigraphy*. Geological Society of London, Special Publication 71, p. 193-219.
- DERCOURT, J., GAETANI, M., VRIELYNCK, B., BARRIER, E., BIJU-DUVAL, B., BRUNET, M.F., CADET, J.P., CRASQUIN, S., y SANDULESCU, M., 2000, Atlas Peri-Tethys. Palaeogeographical maps: CCGM/CGMW, Paris, 269 p.

- DÍAZ MOLINA, M., 1987, Sedimentación sintectónica asociada a una subida relativa del nivel del mar durante el Cretácico superior (Fm. Tremp, provincia de Lérida): *Estudios Geológicos*, v. Número extraordinario Galve-Tremp, p. 69-93.
- DÍAZ MOLINA, M., KÁLIN, O., BENITO, M.I., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., y VICENS, E., 2007, Depositional setting and early diagenesis of the dinosaur eggshell-bearing Arén Fm at Bastús, Late Campanian, south-central Pyrenees: *Sedimentary Geology*, v. 199, p. 205-221.
- DINARÈS-TURELL, J., 1992, Paleomagnetisme a les unitats sudpirinenques superiors: Implicacions estructurals: Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona.
- DOMINGO, L., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., SOLER-GIJÓN, R., y GRIMES, S.T., 2007, A multi-proxy geochemical investigation of the early Paleocene (Danian) continental palaeoclimate at the Fontllonga-3 site (South Central Pyrenees, Spain): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 256, p. 71-85.
- DOMINGO, L., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., LENG, M.J., y GRIMES, S.T., 2009, The Paleocene–Eocene Thermal Maximum record in the organic matter of the Claret and Tendrúy continental sections (South-central Pyrenees, Lleida, Spain): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 281, p. 226-237.
- DUGHI, R., y SIRUGUE, F., 1957, La limite superieure des gisements d'oeufs de dinosaures du Bassin d'Aix en Provence: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, v. 245, p. 907-909.
- DUGHI, R., y SIRUGUE, F., 1959, La limite du Crétacé continental dans le bassin d'Aix en Provence: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, v. 249, p. 2370-2372.
- DURAND, J.-P., 1962, Sur le poudingue de La Galante (région d'Aix-en-Provence): *Compte rendu sommaire des scéances de la Société Géologique de France*, v. 4, p. 109-111.
- DURAND, J.-P., 1989, Le synclinal de l'arc et la limite Crétacé-Paléocène: *Cahiers de la Réserve Géologique de Haute-Provence*, v. 1, p. 2-10.
- DURAND, J.-P., y GUIEU, G., 1980, Cadre structural du bassin de l'Arc. Le gisement de charbon du bassin de l'Arc (Houillères de Provence): *Industrie Minérale*, supplement 62, p. 3-12.
- DURAND, J.-P., GAVIGLIO, P., GONZALES, J.-F., y MONTEAU, R., 1985, Sediments fluvio-lacustres su Crétacé supérieur du Paléocène et de l'Eocène dans le synclinal de l'Arc (région d'Aix-en-Provence), *Livret-Guide 5e Congrès européen de Sédimentologie*, Université de Provence, Marseille, p. 44.
- DWORKIN, S.I., NORDT, L., y ATCHLEY, S., 2005, Determining terrestrial paleotemperatures using the oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 237, p. 56-68.
- EICHENSEER, H., 1988, Facies geology of Late Maastrichtian to Early Eocene coastal and shallow marine sediments (Tremp-Graus Basin, northeastern Spain), *Arbeiten aus dem Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen*, 129 p.
- EICHENSEER, H., y KRAUSS, S., 1985, The Tremp Formation (Maastrichtian/Paleogene) and the lower Ager Group (Paleogene) of the northern flank of the Tremp-Graus embayment (NE Spain), *6th European Regional Meeting of Sedimentology I. A. S.*, Lleida, p. 149-151.
- EICHENSEER, H., y LUTERBACHER, H., 1992, The marine Paleogene of the Tremp region (NE Spain) - Depositional sequences, facies history, biostratigraphy and controlling factors: *Facies*, v. 27, p. 119-152.
- EKART, D.D., CERLING, T.E., MONTANEZ, I.P., y TABOR, N.J., 1999, A 400 million year carbon isotope record of pedogenic carbonate: implications for paleoatmospheric carbon dioxide: *American Journal of Science*, v. 299, p. 805-827.
- ERBEN, H.K., HOEFS, J., y WEDEPOHL, K.H., 1979, Paleobiological and isotopic studies of eggshells from a declining dinosaur species: *Paleobiology*, v. 5, p. 380-414.
- ESCUER, J., DELCLÒS, X., COLOMBO, F., BRAVO, A.M., PERALBA, J., MARTÍ, X., ORTEGA, J., MIQUELA, R., y PARELLADA, C., 2006, General distribution of dinosaur eggshells and clutches in the Upper Cretaceous of Coll de Nargó area (South-Central Pyrenees, Spain): *Ameghiniana*, v. 44, p. 17R.
- FASTOVSKY, D.E., y SHEEHAN, P.M., 2005, The extinction of the dinosaurs in North America: *GSA Today*, v. 15, p. 4-10.
- FEIST, M., y COLOMBO, F., 1983, La limite Crétacé-Tertiaire dans le nord-est de l'Espagne, du point de vue des charophytes: *Géologie Méditerranéenne*, v. X, p. 303-326.
- FEIST, M., y FREYTET, P., 1983, Conséquences stratigraphiques de la répartition des charophytes dans le Campanien et le Maastrichtien du Languedoc: *Géologie Méditerranéenne*, v. X, p. 291-301.
- FERNÁNDEZ-MARRÓN, M.T., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., FONOLLÁ-OCETE, J.F., y VALLE-HERNÁNDEZ, M.F., 2004, The palynological record across the Cretaceous-Tertiary boundary in two different palaeogeographical

Capítulo 9

- settings from the Southern Pyrenees, Spain: The Palynology and Micropalaeontology of boundaries. Geological Society of London Spec. Publ., v. 230, p. 243-255.
- FOLINSBEE, R.E., FRITZ, P., KROUSE, H.R., y ROBBLEE, A.R., 1970, Carbon-13 and oxygen-18 in dinosaur, crocodile and bird eggshells indicate environmental conditions: Science, v. 168, p. 1353-1355.
- FONDECAVE-WALLEZ, M.-J., SOUQUET, P., y GOURINARD, Y., 1988, Synchronisme des séquences sédimentaires du comblement fini-crétacé avec les cycles eustatiques dans les Pyrénées centro-méridionales (Espagne): Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, v. 307, p. 288-293.
- FONNESU, F., 1984, Estratigrafia física y análisis de facies de la secuencia de Figols entre el río Noguera Pallaresa e Iscles (provincias de Lérida y Huesca). Tesis doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona, 317 p.
- FREYTET, P., 1961, Découverte d'Unios d'âge fuvélien dans le Crétacé supérieur de la region de Montplaisir, près de Thézan (Aude), et description de la charnière d'*Unio biveri* Matheron: Comptes Rendus Sommaires de la Société Géologique de France, p. 283.
- FREYTET, P., 1970, Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de pasaje a l'Eocène en Languedoc. Tesis doctoral, Orsay, 490 p.
- GAETE, R., 2009, Sistemática y filogenia del hadrosáurido (Dinosauria: Ornithopoda) del yacimiento de Basturs Poble (Pirineos sur-centrales, Isona i Conca Dellà, Lleida): Treball de recerca, Universitat Autònoma de Barcelona, 135 p.
- GAETE, R., PRIETO-MÁRQUEZ, A., RIERA, V., OMS, O., y GALOBART, À., 2007, New discoveries of lambeosaurine hadrosaurids from the Tremp Basin (Maastrichtian, Southern Pyrenees): description and stratigraphic setting, The Annual Symposium of Vertebrate Palaeontology and Comparative Anatomy, Glasgow, p. 37.
- GAETE, R., RIERA, V., GALOBART, À., MARMI, J., y OMS, O., 2009, Tremp syncline: ¡Fundamental!, v. 14, p. 51-58.
- GALBRUN, B., 1989, Résultats magnétostratigraphiques à la limite Rognacien-Vitrollien: precisions de la limite Crétacé-Tertiaire dans le basin d'Aix-en-Provence: Cahiers de la Réserve Géologique de Haute-Provence, v. 1, p. 38-42.
- GALBRUN, B., 1997, Did the European dinosaurs disappear before the K-T event? Magnetostratigraphic evidence: Earth and Planetary Science Letters, v. 148, p. 569-579.
- GALBRUN, B., RASPLUS, L., y DURAND, J.-P., 1991, La limite Crétacé-Tertiaire dans le domaine provençal: étude magnétostratigraphique du passage Rognacien-Vitrollien a l'ouest du synclinal de l'Arc: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, v. 312, p. 1467-1473.
- GALBRUN, B., FEIST, M., COLOMBO, F., ROCCHIA, R., y TAMBAREAU, Y., 1993, Magnetostratigraphy and biostratigraphy of Cretaceous-Tertiary continental deposits, Ager Basin, Province of Lerida, Spain: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 102, p. 41-52.
- GARCIA, G., 2000, Diversité des coquilles "minces" d'oeufs fossiles du Crétacé supérieur du Sud de la France: Geobios, v. 33, p. 113-126.
- GARCIA, G., y VIANEY-LIAUD, M., 2001a, Dinosaur eggshells as biochronological markers in Upper Cretaceous continental deposits: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 169, p. 153-164.
- GARCIA, G., y VIANEY-LIAUD, M., 2001b, Nouvelles données sur les coquilles d'oeufs de dinosaures Megaloolithidae du Sud de la France: systématique et variabilité intraspécifique: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, v. 332, p. 185-191.
- GARCIA, G., y PEREDA-SUBERBIOLA, X., 2003, A new species of *Struthiosaurus* (Dinosauria: Ankylosauria) from the Upper Cretaceous of Villeveyrac (Southern France): Journal of Vertebrate Paleontology, v. 23, p. 156-165.
- GARCIA, G., PINCEMAILLE, M., VIANEY-LIAUD, M., MARANDAT, B., LORENZ, E., CHEYLAN, G., CAPPETTA, H., MICHAUX, J., y SUDRE, J., 1999, Découverte du premier squelette presque complet de *Rhabdodon priscus* (Dinosauria, Ornithopoda) du Maastrichtien inférieur de Provence: C. R. Acad. Sci. Paris. Sciences de la terre et des planètes, v. 328, p. 415-421.
- GARCÍA-VALLÉS, M., GONZÁLEZ-PRADO, J., y VENDRELL SAZ, M., 1993, Caracterización de los lignitos garumnienses del Pirineo Central catalán: Cuadernos de Geología Ibérica, v. 17, p. 85-107.
- GARCÍA-VALLÉS, M., VENDRELL SAZ, M., y PRADELL-CARA, T., 2000, Organic geochemistry (Rock-Eval) and maturation rank of the Garumnian coal in the Central Pyrenees (Spain): Fuel, v. 79, p. 505-513.
- GARRIDO MEGÍAS, A., y RÍOS ARAGÜÉS, L.M., 1972, Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre: Boletín Geológico y Minero de España, v. 83, p. 1-47.
- GARZIONE, C.N., DETTMAN, D.L., QUADE, J., DECELLES, P.G., y BUTLER, R.F., 2000, High times on the Tibetan Plateau: paleoelevation of the Thakkhola graben, Nepal: Geology, v. 28, p. 339-342.

- GASPARINI, Z., CORIA, R.A., y SALGADO, L., 2007, Reptilian Faunal Succession in the Mesozoic of Patagonia: An Updated Overview, *en* Gasparini, Z., Salgado, L., y Coria, R.A., eds., *Patagonian Mesozoic Reptiles*: Indiana University Press, Bloomington, p. 335-358.
- GHEERBRANT, E., ABRIAL, C., y CAPPETTA, H., 1997, Nouveaux sites a microvertébrés continentaux du Crétacé terminal des Petites Pyrénées (Haute-Garonne et Ariège, France): *Geobios*, v. 20, p. 257-269.
- GHIBAUDO, G., MUTTI, E., y ROSELL, J., 1974, Le spiagge fossili delle Arenarie di Aren (Cretacico superiore) nella valle Noguera Ribagorzana (Pirenei centro-meridionali, Province di Lerida e Huesca, Spagna): *Memoria Società Geologica Italiana*, v. 13, p. 497-537.
- GHOSH, P., BHATTACHARYA, S.K., SAHNI, A., KAR, R.K., MOHABEY, D.M., y AMBWANI, K., 2003, Dinosaur coprolites from the Late Cretaceous (Maastrichtian) Lameta Formation of India: isotopic and other markers suggesting a C₃ plant diet: *Cretaceous Research*, v. 24, p. 743-750.
- GHOSH, P., ADKINS, J., AFEEK, H., BALTA, B., GUO, W.F., SCHAUBLE, E.A., SCHRAG, D., y ELLER, J.M., 2006, C-13-O-18 bonds in carbonate minerals: a new kind of paleothermometer: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 70, p. 1439-1456.
- GODEFROIT, P., y LAMBERT, O., 2007, A re-appraisal of *Craspedodon lonzeensis* DOLLO, 1883 from the Upper Cretaceous of Belgium: the first record of a neoceratopsian dinosaur in Europe? : *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Sciences de la Terre*, v. 77, p. 83-93.
- GODEFROIT, P., ZAN, S., y JIN, L., 2001, The Maastrichtian (Late Cretaceous) lambeosaurine dinosaur *Charonosaurus jiyinensis* from north-eastern China: *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Sciences de la Terre*, v. 71, p. 119-168.
- GODEFROIT, P., BOLOTSKY, Y.L., y ALIFANOV, V., 2003, A remarkable hollow-crested hadrosaur from Russia: an Asian origin for lambeosaurines: *Comptes Rendus Palevol*, v. 2, p. 143-151.
- GODEFROIT, P., BOLOTSKY, Y.L., y VAN ITTERBEECK, J., 2004, The lambeosaurine dinosaur *Amurosaurus riabinini* from the Maastrichtian of Far Eastern Russia: *Acta Palaeontologica Polonica*, v. 49, p. 585-618.
- GODEFROIT, P., SHULIN, H., TINGXIANG, Y., y LAUTERS, P., 2008, New hadrosaurid dinosaurs from the uppermost Cretaceous of northeastern China: *Acta Palaeontologica Polonica*, v. 53, p. 47-74.
- GOMEZ, B., MARTÍN-CLOSAS, C., MARMI, J., VILA, B., y THÉVENARD, F., 2007, Brackish coastal swamp vegetation from the Upper Cretaceous of Eastern Pyrenees, Catalonia (Spain), *Séminaire International Paléobotanique et Évolution du Monde Végétal: quelques problèmes d'actualité*, Paris, Abstracts book, p. 21.
- GRADSTEIN, F.M., AGTERBERG, F.P., OGG, J.G., HARDENBOL, J., VAN VEEN, P., THIERRY, J., y HUANG, Z., 1995, Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale, *en* Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.-P., and Hardenbol, J., eds., *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*: SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication 54, p. 95-126.
- GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G., y SMITH, A.G., 2004, *A Geologic Time Scale 2004*: Cambridge University Press, 610 p.
- GUTIÉRREZ, G., y ROBLES, F., 1979, Consideraciones sobre la utilización del término "Garumniense" en la Cordillera Ibérica: *Cuadernos de Geología Ibérica*, v. 5, p. 385-405.
- HANSEN, H.J., GWOZDZ, R., y RASMUSSEN, K.L., 1989, The continental Cretaceous-Tertiary boundary in the Aix-en-Provence region, South France. A preliminary paleomagnetic study: *Cahiers de la Réserve Géologique de Haute-Provence*, v. 1, p. 38-42.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J., y VAIL, P.R., 1987, The new chronostratigraphic basis of Cenozoic and Mesozoic sea level cycles, *en* Ross, C.A., y Haman, D., eds., *Timing and depositional history of eustatic sequences: constraints on seismic stratigraphy*: Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication 24, p. 7-13.
- HASLOTIS, S.T., 2004, Reconnaissance of Upper Jurassic Morrison Formation ichnofossils, Rocky Mountain Region, USA: Paleoenvironmental, stratigraphic, and paleoclimatic significance of terrestrial and freshwater ichnocoenoses: *Sedimentary geology*, v. 167, p. 177-268.
- IATZOURA, A., COJAN, I., y RENARD, M., 1991, Géochimie des coquilles d'oeufs de dinosaures: essai de reconstitution paléoenvironnementale (Maastrichtien; Bassin d'Aix-en-Provence, France): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, v. 312, p. 1343-1349.
- JACKSON, F.D., 2007, Titanosaur reproductive biology: comparison of the Auca Mahuevo titanosaur nesting locality (Argentina), to the Pinyes *Megaloolithus* nesting locality (Spain): Tesis Doctoral, Montana State University, Bozeman, 166 p.
- JACKSON, F.D., VARRICCHIO, D.J., JACKSON, R.A., VILA, B., y CHIAPPE, L.M., 2008, Comparison of water vapor conductance in a titanosaur egg from the Upper Cretaceous of Argentina and a *Megaloolithus siruguei* egg from Spain: *Paleobiology*, v. 34, p. 229-246.

Capítulo 9

- JACOB, C., BRESSON, M., MENCHIKOFF, N., BARRABE, M., CASTRERAS, M., DALLONI, M., y RAGUIN, E., 1938, Carte géologique de France (1/80.000), feuille de Quillan (254), 2ème édition.
- KABANOV, P., ANADÓN, P., y KRUMBEIN, W.E., 2008, *Microcodium*: an extensive review and a proposed non-rhizogenic biologically induced origin for its formation: *Sedimentary geology*, v. 205, p. 79-99.
- KAIHO, K., y LAMOLDA, M.A., 1999, Catastrophic extinction of planktonic foraminifera at the Cretaceous-Tertiary boundary evidenced by stable isotopes and foraminiferal abundance at Caravaca, Spain: *Geology*, v. 27, p. 355-358.
- KENNEDY, W.J., y BILOTTE, M., 1995, A new Ammonite fauna from the Sub-Pyrenean Campanian (Upper Cretaceous): *Geobios*, v. 28, p. 359-370.
- KEROURIO, P., 1981, La distribution des "coquilles d'oeufs de Dinosauriens multistratifiées" dans le Maastrichtien continental du sud de la France: *Geobios*, v. 14, p. 533-536.
- KIRSCHBAUM, M.A., y MCCABE, P.J., 1992, Controls on the accumulation of coal and on the development of anastomosed fluvial systems in the Cretaceous Dakota Formation of southern Utah: *Sedimentology*, v. 39, p. 581-598.
- KOCH, P.L., ZACHOS, J.C., y DETTMAN, D.L., 1995, Stable isotope stratigraphy and paleoclimatology of the Paleogene Bighorn Basin (Wyoming, USA): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 115, p. 61-89.
- KRAUS, M.J., 1997, Lower Eocene alluvial paleosols: Pedogenic development, stratigraphic relationships, and paleosol/landscape associations: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 129, p. 387-406.
- KRAUS, M.J., y ASLAN, A., 1993, Eocene hydromorphic paleosols: significance for interpreting ancient floodplain processes: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 63, p. 453-463.
- KRAUS, M.J., y HASIOTIS, S.T., 2006, Significance of different modes of rhizolith preservation to interpreting paleoenvironmental and paleohydrologic settings: Examples from Paleogene paleosols, Bighorn Basin, Wyoming, U.S.A.: *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, p. 633-646.
- KRAUSS, S., 1990, Stratigraphy and Facies of the "Garumnian" - Late Cretaceous to Early Paleogene - in the Tremp Region, Central Southern Pyrenees, *Tübingen Geowissenschaftliche Arbeiten. Reihe A. Nr. 11*, Tübingen, 152 p.
- KRIWET, J., SOLER-GIJÓN, R., y LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., 2007, Neoselachians from the Upper Campanian and Lower Maastrichtian (Upper Cretaceous) of the southern Pyrenees, Northern Spain: *Palaeontology*, v. 50, p. 1051-1071.
- KRUMSIEK, K., y HAHN, G.G., 1989, Magnetostratigraphy near the Cretaceous/Tertiary boundary at Aix-en-Provence (southern France): *Cahiers de la Réserve Géologique de Haute-Provence*, v. 1, p. 38-42.
- LAPPARENT, A.F., 1947, Les dinosauriens du Crétacé Supérieur du midi de la France: *Mémoires de la Société Géologique de France*, v. 56, p. 1-54.
- LAURENT, Y., 2003, Les faunes de vertébrés continentaux du Maastrichtien supérieur d'Europe: systématique et biodiversité: *Strata, série 2*, v. 41, p. 1-81.
- LAURENT, Y., LE LOEUFF, J., y BUFFETAUT, É., 1997, Les Hadrosauridae (Dinosauria, Ornithopoda) du Maastrichtien supérieur des Corbières orientales (Aude, France): *Revue de Paléobiologie*, v. 16, p. 411-423.
- LAURENT, Y., CAVIN, L., y BILOTTE, M., 1999, Découverte d'un gisement à vertébrés dans le Maastrichtien supérieur des Petites-Pyrénées: *C. R. Acad. Sci. Paris. Sciences de la terre et des planètes*, v. 328, p. 781-787.
- LAURENT, Y., LE LOEUFF, J., BILOTTE, M., BUFFETAUT, É., y ODIN, G.S., 2001, Campanian-Maastrichtian continental-marine connection at the Aquitaine-Pyrenees-Provence area (S France), *en* Odin, G.S., ed., *The Campanian-Maastrichtian Stage Boundary*: Elsevier Science B. V., p. 657-674.
- LAURENT, Y., BILOTTE, M., y LE LOEUFF, J., 2002a, Late Maastrichtian continental vertebrates from southwestern France: correlation with marine fauna: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 187, p. 121-135.
- LAURENT, Y., TONG, H., y CLAUDE, J., 2002b, New side-necked turtle (Pleurodira: Bothremydidae) from the Upper Maastrichtian of the Petites-Pyrénées (Haute-Garonne, France): *Cretaceous Research*, v. 23, p. 465-471.
- LAUTERS, P., BOLOTSKY, Y.L., VAN ITTERBEECK, J., y GODEFROIT, P., 2008, Taphonomy and age profile of a Latest Cretaceous dinosaur bone bed in far eastern Russia: *Palaaios*, v. 23, p. 153-162.
- LEIER, A., QUADE, J., DECELLES, P., y KAPP, P., 2009, Stable isotopic results from paleosol carbonate in South Asia: Paleoenvironmental reconstructions and selective alteration: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 179, p. 242-254.

- LELEU, S., GHIENNE, J.-F., y MANATSCHAL, G., 2009, Alluvial fan development and morpho-tectonic evolution in response to contractional fault reactivation (Late Cretaceous-Palaeocene), Provence, France: *Basin Research*, v. 21, p. 157-187.
- LE LOEUFF, J., 1991a, The Campano-Maastrichtian vertebrate faunas from southern Europe and their relationships with other faunas in the world; palaeobiogeographical implications: *Cretaceous Research*, v. 12, p. 93-114.
- LE LOEUFF, J., 1991b, Les vertébrés maastrichtiens du Mas d'Azil (Ariège, France): étude préliminaire de la collection Pouech: *Revue de Paléobiologie*, v. 10, p. 61-67.
- LE LOEUFF, J., 1995, *Ampelosaurus atacis* (nov. gen., nov. sp.), un nouveau Titanosauridae (Dinosauria, Sauropoda) du Crétacé supérieur de la Haute Vallée de l'Aude (France): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des planètes*, v. 321, p. 693-699.
- LE LOEUFF, J., 2005, Osteology of *Ampelosaurus atacis* (Titanosauria) from Southern France, *en* Tidwell, V., y Carpenter, K., eds., *Thunder Lizards: The Sauropodomorph Dinosaurs*: Indiana University Press, Bloomington, p. 115-137.
- LE LOEUFF, J., y BUFFETAUT, É., 1991, *Tarascosaurus salluvicus* nov. gen., nov. sp., dinosaure théropode du Crétacé supérieur du sud de la France: *Geobios*, v. 25, p. 585-594.
- LE LOEUFF, J., y MARTÍNEZ, A., 1997, Afloramiento de icnitas de Titanosauridae en la zona de Fumanya (Maastrichtiense, Pirineo oriental): estudio preliminar: *Geogaceta*, v. 21, p. 151-153.
- LE LOEUFF, J., y BUFFETAUT, É., 1998, A new dromaeosaurid theropod from the Upper Cretaceous of southern France: *Oryctos*, v. 1, p. 105-112.
- LE LOEUFF, J., BUFFETAUT, É., MECHIN, P., y MECHIN-SALESSY, A., 1992, The first record of dromaeosaurid dinosaurs (Saurischia, Theropoda) in the Maastrichtian of southern Europe: palaeobiogeographical implications: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 163, p. 337-343.
- LE LOEUFF, J., BUFFETAUT, É., MARTIN, M., MARTIN, V., y TONG, H., 1993, Découverte d'Hadrosauridae (Dinosauria, Ornithischia) dans le Maastrichtien des Corbières (Aude, France): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, v. 316, p. 1023-1029.
- LE LOEUFF, J., BUFFETAUT, É., y MARTIN, M., 1994a, The last stages of dinosaur faunal history in Europe: a succession of Maastrichtian dinosaur assemblages from the Corbières (southern France): *Geological Magazine*, v. 131, p. 625-630.
- LE LOEUFF, J., BUFFETAUT, É., CAVIN, L., LAURENT, Y., MARTIN, M., MARTIN, V., y TONG, H., 1994b, Les hadrosaures des Corbières et des Petites Pyrénées: *Bulletin de la Société d'Études Scientifiques de l'Aude*, v. XCIV, p. 19-21.
- LE LOEUFF, J., BUFFETAUT, É., CAVIN, L., MARTIN, M., MARTIN, V., y TONG, H., 1994c, An armoured titanosaurid sauropod from the Late Cretaceous of southern France and the occurrence of osteoderms in the Titanosauridae: *Gaia*, v. 10, p. 155-159.
- LE LOEUFF, J., BUFFETAUT, É., CAVIN, L., LAURENT, Y., y MARTIN-ROLLAND, V., 1997, Fieldtrip guide, Second European Workshop of Vertebrate Palaeontology, Espéraza-Quillan.
- LEPICARD, B., BILOTTE, M., MASSIEUX, M., TAMBAREAU, Y., y VILLATTE, J., 1985, Faunes et flores au passage Crétacé-Tertiaire en faciès continental dans les Petites Pyrénées (Zone Sous-Pyrénéenne): *Geobios*, v. 18, p. 787-800.
- LEYMERIE, A., 1862, Aperçu géognostique des Petites Pyrénées et particulièrement de la montagne d'Ausseing: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 19, p. 1091-1096.
- LEYMERIE, A., 1868, Présence de garumnien en Espagne: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 25, p. 906-911.
- LIEBAU, A., 1967, Das lagunäre Maastricht von Isona (Südpynäen): *Diplomarbeit*, Freie Universität Berlin.
- LIEBAU, A., 1973, El Maastrichtiense lagunar ("Garumniense") de Isona, *Actas XII Coloquio Europeo de Micropaleontología: ENADIMSA*, Madrid, p. 113-140.
- LIEBAU, A., 1984, Ökobathymetrie und Paläogeographie des Maastrichtiums des Beckens von Treppe (Südpynäen), *in* Luterbacher, H., ed., *Paläobathymetrie. Band 2.: Paläontologische Gesellschaft Selbstverlag*, München, p. 185-225.
- LINDGREN, J., CURRIE, P.J., SIVERSON, M., REES, J., CEDERSTÖM, P., y LINDGREN, F., 2007, The first neoceratopsian dinosaur remains from Europe: *Palaeontology*, v. 50, p. 929-937.
- LLOMPART, C., 1979, Yacimiento de huellas de pisadas de reptil en el Cretácico superior prepirenaico: *Acta Geológica Hispánica*, v. 14, p. 333-336.

Capítulo 9

- LLOMPART, C., 2006, Presencia de icnitas de dinosaurios en el Cretácico Superior del margen sur del sinclinal de Tremp (prov. de Lleida, Cataluña, España): *Revista Española de Paleontología*, v. 21, p. 1-14.
- LLOMPART, C., y KRAUSS, S., 1982, Restos de moluscos y dinosaurios en formaciones estromatolíticas garumnienses al S del Montsec (Prov. de Lérida): *Boletín Geológico y Minero*, v. XCIII, p. 371-378.
- LLOMPART, C., CASANOVAS, M.L., y SANTAFÉ, J.V., 1984, Un nuevo yacimiento de Icnitas de Dinosaurios en las facies garumnienses de la Conca de Tremp (Lleida, España): *Acta Geológica Hispánica*, v. 19, p. 143-147.
- LOCKLEY, M., MEYER, C.A., HUNT, A.P., y LUCAS, S.G., 1994, The distribution of sauropod tracks and trackmakers: *Gaia*, v. 10, p. 233-248.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., 2000, Eggshell sites from the Cretaceous-Tertiary transition in south-central Pyrenees (Spain), First International Symposium on Dinosaur Eggs and Babies Extended Abstracts, Isona i Conca Dellà (Spain), p. 95-115.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., 2003a, La extinción de los dinosaurios y su registro en los Pirineos meridionales, II Jornadas de Paleontología de Dinosaurios y su Entorno: Colectivo Arqueológico-Paleontológico de Salas, Salas de los Infantes (Burgos, Spain), p. 71-98.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., 2003b, Dating dinosaur oodiversity: chronostratigraphic control of Late Cretaceous oospecies succession: *Palaeovertebrata*, v. 32, p. 121-148.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., ARDÈVOL, L., ARRIBAS-MOCOROA, M.E., CIVIS, J., y GONZÁLEZ-DELGADO, Á., 1996, Transición Cretácico/Terciario en depósitos continentales de la cuenca de Tremp-Graus: datos preliminares de isótopos estables de C y O: *Geogaceta*, v. 20, p. 62-65.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., ARDÈVOL, L., ARRIBAS, M.E., CIVIS, J., y GONZÁLEZ-DELGADO, Á., 1998, The geological record in non-marine environments around the K/T boundary (Tremp Formation, Spain): *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 169, p. 11-20.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., FERNÁNDEZ-MARRÓN, M.T., y F. VALLE, M., 1999, The succession of vertebrates and plants across the Cretaceous-Tertiary boundary in the Tremp Formation, Àger Valley (South-central Pyrenees, Spain): *Geobios*, v. 32, p. 617-627.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., MORATALLA, J.J., y SANZ, J.L., 2000, Dinosaurs nesting on tidal flats: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 160, p. 153-163.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., CANUDO, J.I., ARDÈVOL, L., PEREDA-SUBERBIOLA, X., ORUE-ETXEBARRIA, X., CUENCA-BESCÓS, G., RUIZ-OMEÑACA, J.I., MURELAGA, X., y FEIST, M., 2001, New dinosaur sites correlated with Upper Maastrichtian pelagic deposits in Spanish Pyrenees: implications for the dinosaur extinction pattern in Europe: *Cretaceous Research*, v. 22, p. 41-61.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., ARRIBAS, M.E., ROBADOR, A., VICENS, E., y ARDÈVOL, L., 2006, Los carbonatos danenses (Unidad 3) de la Fm Tremp (Pirineos sur-centrales): *Paleogeografía y relación con el límite Cretácico-Terciario: Revista de la Sociedad Geológica de España*, v. 19, p. 233-255.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., VICENS, E., ROBADOR, A., DÍAZ MOLINA, M., y ARRIBAS, M.E., 2009, The Upper Cretaceous marine regression in the Southern Pyrenees: ¡Fundamental!, v. 14, p. 9-13.
- MACDONALD, D.I.M., y JEFFERSON, T.H., 1985, Orientation studies of waterlogged wood: A paleocurrent indicator?: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 55, p. 235-239.
- MACK, G.H., COLE, D.R., JAMES, W.C., GIORDANA, T.H., y SALYARDS, S.L., 1994, Stable carbon and oxygen isotopes of pedogenic carbonates as indicators of Plio-Pleistocene climate in the southern Río Grande Rift, south-central New Mexico: *American Journal of Science*, v. 294, p. 621-640.
- MALCHUS, N., RIERA, V., MARMI, J., y OMS, O., 2009, Coal "cyclothems" and molluscs in end-Cretaceous dinosaur-trace land - The Vallcebre case (Catalunya, Spain), en Buscalioni, A.D., y Frenegal Martínez, M. eds., *Mesozoic Terrestrial Ecosystems and Biota. 10th International Meeting*, Teruel, p. 189-190.
- MARMI, J., GOMEZ, B., y MARTÍN-CLOSAS, C., 2008a, Presencia de macrorrestos parautóctonos de *Sabalites* cf. *longirhachis* (UNGER, 1850) KVAČEK & HERMAN, 2004 en facies parálicas del Cretácico Superior del Pirineo oriental: *Revista Española de Paleontología*, v. 23, p. 7-14.
- MARMI, J., MALCHUS, N., VILA, B., POZA, B., GALOBART, À., OMS, O., RIERA, V., GÓMEZ, B., y MARTÍN-CLOSAS, C., 2008b, Where dinosaurs got wet feet – wetland fauna and flora associated to titanosaur tracks in the southeastern Pyrenees, Taphos '08, Granada, Abstracts volume, p. 64-65.
- MARMI, J., VILA, B., y GALOBART, À., 2009, *Solemys* (Chelonii, Solemydidae) remains from the Maastrichtian of Pyrenees: evidence for a semi-aquatic lifestyle: *Cretaceous Research*, v. 30, p. 1307-1312.
- MARMI, J., VILA, B., GALOBART, À., OMS, O., y CAPPETTA, H., en prensa, Oldest records of stingray spines (Chondrichthyes, Myliobatiformes): *Journal of Vertebrate Paleontology*.

- MARTIN, J.E., 2007, New material of the late Cretaceous globidontan *Acynodon iberoccitanus* (Crocodylia) from southern France: *Journal of Vertebrate Paleontology*, v. 27, p. 362-372.
- MARTIN, J.E., y BUFFETAUT, É., 2008, *Crocodylus affuvelensis* Matheron, 1869 from the Late Cretaceous of southern France: a reassessment: *Zoological Journal of the Linnean Society*, v. 152, p. 567-580.
- MARTÍN, M., 2008, Tafonomía del "bone-bed" de hadrosaurios del Cretácico superior (Formación Tresp, Maastrichtense) de Basturs Poble (Isona i Conca Dellà, Pirineos sur-centrales): Trabajo de investigación, Universidad Autónoma de Madrid, 79 p.
- MARTÍN, M., GAETE, R., GALOBART, À., RIERA, V., y OMS, O., 2007, A new hadrosaurian bonebed in the Maastrichtian of the southern Pyrenees: stratigraphic and taphonomic approach, *The Annual Symposium of Vertebrate Palaeontology and Comparative Anatomy*, Glasgow, p. 40.
- MARTÍN-CLOSAS, C., y GOMEZ, B., 2004, Taphonomie des plantes et interprétations paléoécologiques. Une synthèse: *Geobios*, v. 37, p. 65-88.
- MARTINELL, J., DE GIBERT, J.M., DOMÈNECH, R., EKDALE, A.A., y STEEN, P.P., 2001, Cretaceous ray traces?: An alternative interpretation for the alleged dinosaur tracks of La Posa, Isona, NE Spain: *Palaaios*, v. 16, p. 409-416.
- MARTÍNEZ, A., BERÁSTEGUI, X., LOSANTOS, M., y SCHÖLLHORN, E., 2001, Estructura de los mantos superior e inferior del Pedraforca (Pirineos orientales): *Geogaceta*, v. 30, p. 183-186.
- MARTY, D., y MEYER, C.A., 2006, Depositional conditions of carbonate-dominated palustrine sedimentation around the K-T boundary (Faciès Rognacien, northeastern Pyrenean foreland, southwestern France), *en* Alonso-Zarza, A.M., y Tanner, L.H., eds., *Paleoenvironmental record and applications of calcretes and palustrine carbonates*, p. 168-187.
- MASRIERA, A., y ULLASTRE, J., 1982, Hipótesis y problemas acerca del origen de las asociaciones de minerales pesados del Senoniense del Pirineo catalán: *Cuadernos de Geología Ibérica*, v. 8, p. 949-963.
- MASRIERA, A., y ULLASTRE, J., 1983, Essai de synthèse stratigraphique des couches continentales de la fin du Crétacé des Pyrénées Catalanes (NE. de l'Espagne): *Géologie Méditerranéenne*, v. X, p. 283-290.
- MASRIERA, A., y ULLASTRE, J., 1988, Nuevos datos sobre las capas maestrichtienses con *Septorella*: su presencia al norte del Montsec (Pirineo catalán): *Acta Geológica Hispánica*, v. 23, p. 71-77.
- MASRIERA, A., y ULLASTRE, J., 1990, Yacimientos inéditos de carófitas que contribuyen a fijar el límite Cretácico-Terciario en el Pirineo catalán: *Revista de la Sociedad Geológica de España*, v. 3, p. 33-42.
- MASSIEUX, M., TAMBAREAU, Y., y VILLATTE, J., 1979, Decouverte de *Septorella brachycera* GRAMBAST et de *Septorella ultima* GRAMBAST (Charophytes, Clavatoracees) dans la Maestrichtien supérieur des Petites Pyrénées. Consequences stratigraphiques: *Geobios*, v. 12, p. 899-905.
- MASSIEUX, M., TAMBAREAU, Y., y VILLATTE, J., 1981, Characées paléocènes et éocènes du versant nord des Pyrénées: *Revue de micropaléontologie*, v. 24, p. 69-82.
- MATHERON, P., 1878, Recherches paléontologiques dans le Midi de la France. 15ème partie. Terrain tertiaire: *Marseilles*. Inédito.
- MATTAUER, M., 1968, Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne: *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique*, v. 10, p. 3-11.
- MATTAUER, M., y HENRY, J., 1974, Pyrénées, *en* Spencer, A.M., ed., *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts. Data for Orogenic Studies: Geological Society of London Special Publication 4*, p. 3-22.
- MAYORAL, E., y CALZADA, S., 1998, Reinterpretación de *Spirographites ellipticus* (Astre, 1937) como una pista fósil de artrópodos no marinos en el Cretácico superior (facies Garumn) del Prepirineo catalán (NE. de España): *Geobios*, v. 31, p. 633-643.
- MAYR, C., THÜMLER, B., WINDMAIER, G., ALTENBACH, A.V., KÖHLER, H., y TIEDEMANN, R., 1999, New data about the Maastrichtian/Danian transition in the southern Pyrenees (Àger Basin, Catalonia, Spain): *Revista Española de Micropaleontología*, v. 31, p. 357-368.
- MÉDUS, J., 1972, Palynological zonation of the Upper Cretaceous in southern France and northeastern Spain *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 14, p. 287-295.
- MÉDUS, J., y COLOMBO, F., 1991, Succession climatique et limite stratigraphique Crétacé-Tertiaire dans le N.E. de l'Espagne: *Acta Geológica Hispánica*, v. 26, p. 173-179.
- MÉDUS, J., FEIST, M., ROCCHIA, R., BATTEN, D.J., BOCLET, D., COLOMBO, F., TAMBAREAU, Y., y VILLATTE, J., 1988, Prospects for recognition of the palynological Cretaceous/Tertiary boundary and an iridium anomaly in nonmarine facies of the eastern Spanish Pyrenees: a preliminary report: *Newsletters on Stratigraphy*, v. 18, p. 123-138.

Capítulo 9

- MÉDUS, J., COLOMBO, F., y DURAND, J.-P., 1992, Pollen and spore assemblages of the uppermost Cretaceous continental formations of south-eastern France and north-eastern Spain: *Cretaceous Research*, v. 13, p. 119-132.
- MEY, P.H.W., NAGTEGAAL, P.J.C., ROBERTI, K.J.A., y HARTELEVELT, J.J.A., 1968, Lithostratigraphic sub-division of posthercynian deposits in the south central Pyrenees, Spain: *Leidse Geologische Mededelingen*, v. 41, p. 221-228.
- MEYER, C.A., y PITTMAN, J.G., 1994, A comparison between the *Brontopodus* ichnofacies of Portugal, Switzerland and Texas: *Gaia*, v. 10, p. 125-133.
- MIALL, A.D., 1985, Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits: *Earth-Science Reviews*, v. 22, p. 261-308.
- MIALL, A.D., 1996, *The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*: Springer-Verlag, Berlin, 582 p.
- MILLER, K.G., SUGARMAN, P.J., BROWNING, J.V., KOMINZ, M.A., HERNÁNDEZ, J.C., OLSSON, R.K., WRIGHT, J.D., FEIGENSON, M.D., y VAN SICKEL, W., 2003, Late Cretaceous chronology of large, rapid sea-level changes: Glacioeustasy during the greenhouse world: *Geology*, v. 31, p. 585-588.
- MOLINA, E., CANUDO, J.I., MARTÍNEZ-RUIZ, F., y ORTIZ, N., 1994, Integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary at Caravaca, Southern Spain: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 87, p. 47-61.
- MOLINA, E., ARENILLAS, I., y ARZ, J.A., 1996, The Cretaceous/Tertiary boundary mass extinction in planktic foraminifera at Agost, Spain: *Revue de micropaléontologie*, v. 39, p. 225-243.
- MOLINA, E., ARENAS, C., y ARZ, J.A., 1998, Mass extinction in planktic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary in subtropical and temperate latitudes: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 169, p. 351-363.
- MORA, C.I., DRIESE, S.G., y SEAGER, P.G., 1991, Carbon dioxide in the Paleozoic atmosphere: evidence from C-isotope compositions of pedogenic carbonate: *Geology*, v. 9, p. 1017-1020.
- MORA, C.I., DRIESE, S.G., y COLARUSSO, L.A., 1996, Middle to Late Paleozoic atmospheric CO₂ levels from soil carbonate and organic matter: *Science*, v. 271, p. 1105-1107.
- MORIN, N., 1989, Géochimie des coquilles d'oeufs de dinosaures a la limite Crétacé/Tertiaire dans le bassin d'Aix-en-Provence: *Mémoire DEA, Université de Montpellier II*, 30 p.
- MUÑOZ, J.A., 1992, Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section, *en* McClay, K.R., ed., *Thrust Tectonics*: Chapman & Hall, London, p. 235-246.
- MUÑOZ, J.A., PUIGDEFÀBREGAS, C., y FONTBOTE, J.M., 1984, Orógenos alpinos III, *en* IGME, ed., *Geología de España* 2, p. 161-205.
- MURELAGA, X., PEREDA-SUBERBIOLA, X., ASTIBIA, H., y LAPPARENT DE BROIN, F., 1998, Primeros datos sobre los quelonios del Cretácico superior de Lleida: *Geogaceta*, v. 24, p. 239-242.
- MUTTI, E., y SGAVETTI, M., 1987, Sequence stratigraphy of the Upper Cretaceous Aren strata in the Aren-Orcau region, south-central Pyrenees, Spain: distinction between eustatically and tectonically controlled depositional sequences: *Annali dell'Università di Ferrara*, v. 1, p. 1-22.
- MUTTI, E., ROSELL, J., GHIBAUDO, G., y OBRADOR, A., 1975, The Upper Cretaceous Aren Sandstone in its type-area. Excursion Guidebook, 9th International Congress, International Association of Sedimentologists, p. 7-15.
- NAGTEGAAL, P.J.C., 1972, Depositional history and clay minerals of the Upper Cretaceous basin in the south-central Pyrenees, Spain: *Leidse Geologische Mededelingen*, v. 47, p. 251-275.
- NAGTEGAAL, P.J.C., VAN VLIET, A., y BROUWER, J., 1983, Syntectonic coastal offlap and concurrent turbidite deposition: the Upper Cretaceous Aren Sandstone in the South Central Pyrenees, Spain: *Sedimentary geology*, v. 34, p. 185-218.
- OGG, J.G., AGTERBERG, F.P., y GRADSTEIN, F.M., 2004, The Cretaceous Period, *en* Gradstein, F.M., Ogg, J.G., y Smith, A.G., eds., *A Geologic Time Scale 2004*: Cambridge University Press, p. 344-383.
- OMS, O., y CANUDO, J.I., 2004, Datación magnetoestratigráfica de los dinosaurios del Cretácico terminal (Maastrichtense superior) de Arén (Huesca, Unidad Surpirenaica Central): *Geotemas*, v. 6, p. 51-54.
- OMS, O., DINARÈS-TURELL, J., VICENS, E., ESTRADA, R., VILA, B., GALOBART, À., y BRAVO, A.M., 2007, Integrated stratigraphy from the Vallcebre Basin (southeastern Pyrenees, Spain): New insights on the continental Cretaceous-Tertiary transition in southwest Europe: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 255, p. 35-47.

- ORTEGA, F., y PÉREZ GARCÍA, A., 2009, cf. *Lirainosaurus* sp. (Dinosauria: Titanosauria) en el Cretácico Superior de Sacedón (Guadalajara): *Geogaceta*, v. 46, p. 87-90.
- PANADÉS I BLAS, X., 2005, Diversity versus variability in Megaloolithid dinosaur eggshells: *PalArch*, v. 2, p. 1-13.
- PARIS, J.P., y TAQUET, P., 1973, Découverte d'un fragment de dentaire d'hadrosaurien (reptile Dinosaurien) dans la Crétacé supérieur des Petites Pyrénées (Haute-Garonne): *Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle*, v. 3, p. 17-27.
- PEITZ, C., 2000, Fortpflanzungsbiologische und systematische Implikationen von Dinosauriergelegen aus dem Maastricht von Katalonien (NE-Spanien) sowie die Sedimentologie ihrer Fundstellen, Tesis Doctoral, Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Bonn, 124 p.
- PENNER, M.M., 1985, The problem of dinosaur extinction. Contribution of the study of terminal Cretaceous eggshells from Southeast France: *Geobios*, v. 18, p. 665-669.
- PEREDA-SUBERBIOLA, X., 1992, A revised census of European Late Cretaceous nodosaurids (Ornithischia: Ankylosauria): last occurrence and possible extinction scenarios: *Terra Nova*, v. 4, p. 641-648.
- PEREDA-SUBERBIOLA, X., 1999a, Las faunas finicretácicas de dinosaurios ibéricos: *Zubía*, v. 17, p. 259-279.
- PEREDA-SUBERBIOLA, X., 1999b, Ankylosaurian dinosaur remains from the Upper Cretaceous of Laño (Iberian Peninsula): *Estudios del Museo de Ciencias Naturales de Álava*, v. 14, p. 273-288.
- PEREDA-SUBERBIOLA, X., 2009, Biogeographical affinities of Late Cretaceous continental tetrapods of Europe: a review: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 180, p. 57-71.
- PEREDA-SUBERBIOLA, X., y SANZ, J.L., 1999, The ornithomimid dinosaur *Rhabdodon* from the Upper Cretaceous of Laño (Iberian Peninsula): *Estudios del Museo de Ciencias Naturales de Álava*, v. 14, p. 257-272.
- PEREDA-SUBERBIOLA, X., ASTIBIA, H., y BUFFETAUT, É., 1995, New remains of the armoured dinosaur *Struthiosaurus* from the Late Cretaceous of the Iberian Peninsula (Laño locality, Basque-Cantabrian Basin): *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 166, p. 207-211.
- PEREDA-SUBERBIOLA, X., ASTIBIA, H., MURELAGA, X., ELORZA, J.J., y GÓMEZ-ALDAY, J.J., 2000, Taphonomy of the Late Cretaceous dinosaur-bearing beds of the Laño Quarry (Iberian Peninsula): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 157, p. 247-275.
- PEREDA-SUBERBIOLA, X., RUIZ-OMEÑACA, J.I., ULLASTRE, J., y MASRIERA, A., 2003a, Primera cita de un dinosaurio hadrosaurio en el Cretácico superior del Prepirineo oriental (Peguera, provincia de Barcelona): *Geogaceta*, v. 34, p. 195-198.
- PEREDA-SUBERBIOLA, X., RUIZ-OMEÑACA, J.I., y COMPANY, J., 2003b, Los dinosaurios hadrosaurios del registro ibérico. Descripción de nuevo material del Cretácico superior de Laño (Condado de Treviño), in Pérez-Lorente, F., ed., *Dinosaurios y otros reptiles mesozoicos en España*, p. 375-388.
- PEREDA-SUBERBIOLA, X., TORICES, A., COMPANY, J., RUIZ-OMEÑACA, J.I., y CANUDO, J.I., 2006, Latest Cretaceous Iberian dinosaurs: an update: *Journal of Vertebrate Paleontology*, v. 26, p. 109A-110A.
- PEREDA-SUBERBIOLA, X., CANUDO, J.I., CRUZADO-CABALLERO, P., BARCO, J.L., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., OMS, O., y RUIZ-OMEÑACA, J.I., 2009a, The last hadrosaurid dinosaurs of Europe: A new lambeosaurine from the Uppermost Cretaceous of Arén (Huesca, Spain): *Comptes Rendus Palevol*, v. 8, p. 559-572.
- PEREDA-SUBERBIOLA, X., CANUDO, J.I., COMPANY, J., CRUZADO-CABALLERO, P., y RUIZ-OMEÑACA, J.I., 2009b, Hadrosaurid dinosaurs from the Latest Cretaceous of the Iberian Peninsula: *Journal of Vertebrate Paleontology*, v. 29, p. 946-951.
- PEYBERNÈS, B., FONDECAVE-WALLEZ, M.-J., EICHÈNE, P., ROBIN, E., y ROCCHIA, R., 1998, La limite Crétacé-Tertiaire en domaine marin dans les Pyrénées centrales (zone sous-pyrénéenne, France): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, v. 326, p. 647-653.
- PEYBERNÈS, B., y COMBES, P.-J., 1999, Paléosurfaces d'érosion et paléokarsts dans la série de passage Crétacé/Tertiaire des Corbières occidentales (Aude, France): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris. Sciences de la terre et des planètes*, v. 329, p. 815-822.
- PINCEMAILLE-QUILLEVERE, M., 2002, Description d'un squelette partiel de *Rhabdodon priscus* (Euornithopoda) du Crétacé supérieur de Vitrolles (Bouches du Rhône, France): *Oryctos*, v. 4, p. 39-70.
- PLAZIAT, J.-C., 1981, Late Cretaceous to Late Eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 36, p. 263-320.
- POL, C., BUSCALIONI, A.D., CABALLEIRA, J., FRANCÉS, V., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., MARANDAT, B., MORATALLA, J.J., SANZ, J.L., SIGÉ, B., y VILLATTE, J., 1992, Reptiles and mammals from the Late Cretaceous new locality Quintanilla del Coco (Burgos Province, Spain): *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, v. 184, p. 279-314.

Capítulo 9

- PONS, J.M., 1977, Estudio estratigráfico y paleontológico de los yacimientos con rudistas del Cretácico superior del Prepirineo de la provincia de Lérida: Publicaciones de Geología, Universitat Autònoma de Barcelona, v. 3, p. 1-105.
- PONS, J.M., 1982, Distribución de los rudistas (Bivalvia) del Cretácico Superior sudpirenaico: Cuadernos de Geología Ibérica, v. 8, p. 1027-1033.
- POZA, B., 2008, Estudio morfológico de dientes aislados de dinosaurios terópodos del yacimiento Peguera-1 (Cretácico superior): Treball de recerca, Universitat de Barcelona, 43 p.
- PRASAD, G.V.R., STRÖMBERG, C.A.E., ALIMOHAMMADIAN, H., y SAHNI, A., 2005, Dinosaur coprolites and the early evolution of grasses and grazers: Science, v. 310, p. 1177-1180.
- PRIETO-MÁRQUEZ, A., 2008, Phylogeny and historical biogeography of hadrosaurid dinosaurs: Tesis Doctoral, Florida State University, 861 p.
- PRIETO-MÁRQUEZ, A., y WAGNER, J.R., 2009, *Pararhabdodon isonensis* and *Tsintaosaurus spinorhinus*: a new clade of lambeosaurine hadrosaurids from Eurasia: Cretaceous Research, v. 30, p. 1238-1246.
- PRIETO-MÁRQUEZ, A., GAETE, R., GALOBART, À., y ARDÈVOL, L., 2000, A *Richardoestesia*-like theropod tooth from the Late Cretaceous foredeep, south-central Pyrenees, Spain: Eclogae Geologicae Helveticae, v. 93, p. 497-501.
- PRIETO-MÁRQUEZ, A., GAETE, R., RIVAS, G., GALOBART, À., y BOADA, M., 2006, Hadrosauroid dinosaurs from the Late Cretaceous of Spain: *Pararhabdodon isonensis* revisited and *Koutalisaurus kohlerorum*, gen. et sp. nov.: Journal of Vertebrate Paleontology, v. 26, p. 929-943.
- PUJALTE, V., y SCHMITZ, B., 2005, Revisión de la estratigrafía del Grupo Tremp («Garumniense», Cuenca de Tremp-Graus, Pirineos meridionales): Geogaceta, v. 38, p. 79-82.
- REEVES, C.C., JR., 1976, Caliche, Origin, Classification, Morphology and Uses: Estacade Books, Inc., Lubbock, 233 p.
- RETALLACK, G.J., 1997, A Colour Guide to Palaeosols: John Wiley and Sons, Chichester, 175 p.
- RETALLACK, G.J., 2001, Soils of the Past, An Introduction to Paleopedology: Blackwell Science Ltd., Oxford, 404 p.
- RIERA, V., OMS, O., y VICENS, E., 2009a, Regional geology: ¡Fundamental!, v. 14, p. 19-22.
- RIERA, V., OMS, O., GAETE, R., y GALOBART, À., 2009b, The end-Cretaceous dinosaur succession in Europe: The Tremp Basin record (Spain): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 283, p. 160-171.
- RIERA, V., MARMÍ, J., OMS, O., y GÓMEZ, B., 2010, Orientated plant fragments revealing tidal palaeocurrents in the Fumanya mudflat (Maastrichtian, southern Pyrenees): Insights in palaeogeographic reconstructions: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 288, p. 82-92.
- RÍOS, L.M., 1951, Análisis estratigráfico y tectónico de una parte del valle del Segre, en la provincia de Lérida (la zona de Coll de Nargó): Boletín del Instituto Geológico y Minero de España, v. 63, p. 561-656.
- ROSELL, J., 1967, Estudio geológico del sector del Prepirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (Provincia de Lérida): Pirineos, v. 21, p. 9-214.
- ROSELL, J., y LLOMPART, C., 1988, Guia geològica del Montsec i de la vall d'Àger: Montblanc-Martín, C.E.C., Barcelona, 168 p.
- ROSELL, J., LINARES, R., y LLOMPART, C., 2001, El "Garumniense" prepirenaico: Revista de la Sociedad Geológica de España, v. 14, p. 47-56.
- ROYO-TORRES, R., y CANUDO, J.I., 2003, Restos directos de dinosaurios saurópodos en España (Jurásico superior-Cretácico superior), in Pérez-Lorente, F., ed., Dinosaurios y otros reptiles mesozoicos en España, p. 313-334.
- RUSSELL, D.A., 1993, The role of Central Asia in dinosaurian biogeography: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 30, p. 2002-2012.
- RUSSELL, D.A., y MANABE, M., 2002, Synopsis of the Hell Creek (uppermost Cretaceous) dinosaur assemblage, en Hartman, J.H., Johnson, K.R., y Nichols, D.J., eds., The Hell Creek Formation and the Cretaceous-Tertiary Boundary in the Northern Great Plains: An Integrated Continental Record of the End of the Cretaceous: Special Paper vol. 361: Geological Society of America, p. 169-176.
- SANDER, P.M., PEITZ, C., GALLEMÍ, J., y COUSIN, R., 1998, Dinosaurs nesting on a red beach?: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris. Sciences de la terre et des planètes, v. 327, p. 67-74.
- SANDER, P.M., PEITZ, C., JACKSON, F.D., y CHIAPPE, L., 2008, Upper Cretaceous titanosaur nesting sites and their implications for sauropod dinosaur reproductive biology: Palaeontographica Abteilung A, v. 284, p. 69-107.

- SANZ, J.L., BUSCALIONI, A.D., PÉREZ-MORENO, B.P., MORATALLA, J.J., y JIMÉNEZ GARCÍA, S., 1992, Los dinosaurios de Castilla y León, *en* Jiménez-Fuentes, E.c., ed., Vertebrados fósiles de Castilla y León: Junta de Casilla y León, Museo de Salamanca, p. 47-57.
- SANZ, J.L., MORATALLA, J.J., DÍAZ-MOLINA, M., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., KÁLIN, O., y VIANEY-LIAUD, M., 1995, Dinosaur nests at the sea shore: *Nature*, v. 376, p. 731-732.
- SANZ, J.L., POWELL, J.E., LE LOEUFF, J., MARTÍNEZ, R., y PEREDA-SUBERBIOLA, X., 1999, Sauropod remains from the Upper Cretaceous of Laño (Northcentral Spain). Titanosaur phylogenetic relationships: *Estudios del Museo de Ciencias Naturales de Álava*, v. 14, p. 235-255.
- SARKAR, A., BHATTACHARYA, S.K., y MOHABEY, D.M., 1991, Stable-isotope analyses of dinosaur eggshells: Paleoenvironmental implications: *Geology*, v. 19, p. 1068-1071.
- SCHAFFNER, F.C., y SWART, P.K., 1991, Influence of diet and environmental water on the carbon and oxygen isotopic signatures of seabird eggshell carbonate: *Bulletin of Marine Science*, v. 48, p. 23-38.
- SCHMITZ, B., y PUJALTE, V., 2003, Sea-level, humidity, and land-erosion records across the initial Eocene thermal maximum from a continental-marine transect in northern Spain: *Geology*, v. 31, p. 689-692.
- SCHMITZ, B., y PUJALTE, V., 2007, Abrupt increase in seasonal extreme precipitation at the Paleocene-Eocene boundary: *Geology*, v. 35, p. 215-218.
- SCHULP, A.S., y BROKX, W.A., 1999, Maastrichtian sauropod footprints from the Fumanya site, Berguedà, Spain: *Ichnos*, v. 6, p. 239-250.
- SHARMA, N., KAR, R.K., AGARWAL, A., y KAR, R., 2005, Fungi in dinosaurian (*Isisaurus*) coprolites from the Lameta Formation (Maastrichtian) and its reflection on food habit and environment: *Micropaleontology*, v. 51, p. 73-82.
- SIMÓ, A., 2004, El Cretácico Superior de la Unidad Surpirenaica Central, *en* Vera, J.A., ed., *Geología de España: SGE-IGME*, Madrid, p. 296-299.
- SIMÓ, A., y PUIGDEFÀBREGAS, C., 1985, Transition from shelf to basin on an active slope, Upper Cretaceous, Tremp area, southern Pyrenees, 6th European Regional Meeting, International Association of Sedimentologists. Excursion Guidebook, Lleida, p. 63-108.
- SLATE, J.L., SMITH, G.A., WANG, Y., y CERLING, T.E., 1996, Carbonate-paleosol genesis in the Plio-pleistocene St. David Formation, southeastern Arizona: *Journal of Sedimentary Research*, v. 66, p. 85-94.
- SMITH, D.G., 1987, Meandering river point bar lithofacies models: modern and ancient examples compared, *in* Ethridge, F.G., Flores, R.M., y Harvey, M.D., eds., Recent developments in fluvial sedimentology: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 39, p. 83-91.
- SMITH, A.G., SMITH, D.G., y FUNNELL, B.M., 2004, *Atlas of Mesozoic and Cenozoic coastlines*: Cambridge University Press, 99 p.
- SMITH, J.J., HASIOTIS, S.T., KRAUS, M.J., y WOODY, D.T., 2008a, *Naktodemasis bowni*: New ichnogenus and ichnospecies for adhesive meniscate burrows (AMB), and paleoenvironmental implications, Paleogene Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming: *Journal of Paleontology*, v. 82, p. 267-278.
- SMITH, J.J., HASIOTIS, S.T., KRAUS, M.J., y WOODY, D.T., 2008b, Relationship of floodplain ichnocoenoses to paleopedology, paleohydrology, and paleoclimate in the Willwood Formation, Wyoming, during the Paleocene-Eocene Thermal Maximim: *Palaios*, v. 23, p. 683-699.
- SOLÉ SUGRAÑES, L., 1970, Estudio geológico del Pirineo entre los ríos Segre y Llobregat: Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 495 p.
- SOLER-GIJÓN, R., y DE LA PEÑA, A., 1995, Fishes from the Late Cretaceous-early Tertiary boundary interval of the Ager Basin, Lerida Province (Spain): *Terra Nostra*, v. 4, p. 73-74.
- SOLER-GIJÓN, R., y LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., 1995, Seláceos y Batoideos (Condrictios) del Cretácico superior de la cuenca de Tremp (Pirineo Central, Lleida), *en* López, G., Obrador, A., y Vicens, E. eds., XI Jornadas de Paleontología, Tremp (Lleida), p. 173-176.
- SOUQUET, P., 1967, Le Crétacé supérieur sudpyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre: These D'État, Université de Toulouse, 529 p.
- SPICER, R.A., 1991, Plant taphonomic processes, *en* Allison, P.A., y Briggs, D.E.G., eds., *Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record*. Topics in Geology: Plenum Press, New York, p. 71-113.
- TAMBAREAU, Y., HOTTINGER, L., RODRÍGUEZ-LÁZARO, J., VILLATTE, J., BABINOT, J.-F., COLIN, J.-P., GARCÍA ZARRAGA, E., ROCCHIA, R., y GUERRERO, N., 1997, Communautés fossiles benthiques aux alentours de la limite Crétacé-Tertiaire dans les Pyrénées: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 168, p. 795-804.

Capítulo 9

- TANDON, S.K., SOOD, A., ANDREWS, J.E., y DENNIS, P.F., 1995, Palaeoenvironments of the dinosaur-bearing Lameta Beds (Maastrichtian), Narmanda Valley, Central India: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 117, p. 153-184.
- THERRIEN, F., 2005, Palaeoenvironments of the latest Cretaceous (Maastrichtian) dinosaurs of Romania: insights from fluvial deposits and paleosols of the Transylvanian and Hateg basins: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 218, p. 15-56.
- THOMAS, R.G., SMITH, D.G., WOOD, J.M., VISSER, J., CALVERLEY-RANGE, E.A., y KOSTER, E.H., 1987, Inclined heterolithic stratification - terminology, description, interpretation and significance: *Sedimentary Geology*, v. 53, p. 123-179.
- TORICES, A., 2002, Los dinosaurios terópodos del Cretácico Superior de la Cuenca de Tremp (Pirineos Sur-Centrales, Lleida): *Coloquios de Paleontología*, v. 53, p. 139-146.
- TORICES, A., 2003, Estudio preliminar de dientes aislados de terópodos del Cretácico Superior de la Cuenca de Tremp (Pirineos Sur-Centrales, Lleida), *Actas de las II Jornadas Internacionales sobre Paleontología de Dinosaurios y su Entorno, Salas de los Infantes (Burgos)*, p. 213-220.
- TORICES, A., 2007, Los dinosaurios terópodos del Cretácico superior de la Cuenca Surpirenaica: Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 409 p.
- TORICES, A., RUIZ-OMEÑACA, J.I., CANUDO, J.I., y LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., 2004, Nuevos datos sobre los dinosaurios terópodos (*Saurischia: Theropoda*) de los Pirineos Sur-Centrales (Huesca y Lleida): *Geotemas*, v. 6, p. 71-74.
- TYSON, R.V., y FUNNELL, B.M., 1987, European Cretaceous shorelines, stage by stage: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 59, p. 69-91.
- ULLASTRE, J., y MASRIERA, A., 1983, Le passage Crétacé-Tertiaire dans les régions sud-pyrénéennes de la Catalogne: données nouvelles: *Géologie Méditerranéenne*, v. X, p. 277-281.
- ULLASTRE, J., y MASRIERA, A., 1998, Nuevas aportaciones al conocimiento estratigráfico del Paleoceno continental del Pirineo catalán (España): *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, v. 7, p. 95-128.
- ULLASTRE, J., y MASRIERA, A., 2001, Estudi geològic de la vall d'Alinyà i la seva arodalia (Pirineu català, Espanya): *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, v. 10, p. 127-177.
- ULLASTRE, J., y MASRIERA, A., 2004, Pedraforca: estratigrafía y estructura (Pirineo catalán, España): *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, v. 12, p. 11-52.
- ULLASTRE, J., y MASRIERA, A., 2006, El anticlinal de Bóixols-Muntanya de Nargó: consideraciones estratigráficas y estructurales basadas en una nueva cartografía geológica (Pirineo catalán, España): *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, v. 14, p. 5-35.
- UPCHURCH, P., BARRETT, P.M., y DODSON, P., 2004, Sauropoda, *en* Weishampel, D.B., Dodson, P., y Osmólska, H., eds., *The Dinosauria*: University of California Press, Berkeley, p. 259-271.
- URRUTIA LLANO, R., 1948, Copia del informe sobre las minas de lignito de la cuenca de Figols (Berga) de la provincia de Barcelona, Barcelona, 14 p.
- VERGÉS, J., y MARTÍNEZ, A., 1988, Corte compensado del Pirineo oriental: Geometría de las cuencas de antepaís y edades de emplazamiento de los mantos de corrimiento: *Acta Geológica Hispánica*, v. 23, p. 95-105.
- VERGÉS, J., y MUÑOZ, J.A., 1990, Thrust sequences in the South Central Pyrenees: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 8, p. 265-271.
- VERGÉS, J., MARTÍNEZ-RIUS, A., DOMINGO, F., MUÑOZ, J.A., LOSANTOS, M., FLETA, J., y GISBERT, J., 1994, Mapa geológico de España, 1:50.000. Hoja 255 (36-11), La Pobla de Lillet: IGME, Madrid.
- VIANEY-LIAUD, M., y LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., 1997, Late Cretaceous dinosaur eggshells from the Tremp Basin, southern Pyrenees, Lleida, Spain: *Journal of Paleontology*, v. 71, p. 1157-1171.
- VIANEY-LIAUD, M., y GARCIA, G., 2000, The interest of French Late Cretaceous dinosaur eggs and eggshells, *First International Symposium on Dinosaur Eggs and Babies Extended Abstracts, Isona i Conca Dellà (Spain)*, p. 165-175.
- VIANEY-LIAUD, M., MALLAN, P., BUSCAIL, O., y MONTGELARD, C., 1994, Review of French dinosaur eggshells: morphology, structure, mineral, and organic composition, *en* Carpenter, K., Hirsch, K.F., y Horner, J.R., eds., *Dinosaur Eggs and Babies*: Cambridge University Press, p. 151-183.
- VICENS, E., 1992, Estudio de la fauna de rudistas (*Hippuritidae* y *Radiolitidae*) de los materiales cretácicos del Pirineo oriental: implicaciones bioestratigráficas: Tesis doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona, 270 p.
- VICENS, E., ARDÈVOL, L., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., y ARRIBAS, M.E., 2001, Correlación de alta resolución del Campaniense-Maastrichtiense, Pirineos sud-centrales: *Geotemas*, v. 3, p. 261-264.

- VICENS, E., ARDÈVOL, L., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., y ARRIBAS, M.E., 2004, Rudist biostratigraphy in the Campanian-Maastrichtian of the south-central Pyrenees, Spain: *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, v. 247, p. 113-127.
- VICENTE, J., 2002, Estudi morfològic de la flora cretàcica d'Isona (Pallars Jussà): Institut d'Estudis de la Natura del Barcelonès Nord. Societat d'Història Natural, Sèrie monogràfica, núm. 2, Santa Coloma de Gramenet, 223 p.
- VIDAL, L.M., 1871, Excursión geológica por el norte de Berga: *Revista Minera*, v. 22, p. 505, 528.
- VIDAL, L.M., 1874, Datos para el conocimiento del terreno Garumniense de Cataluña: *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, v. 1, p. 209-247.
- VIDAL, L.M., 1875, Geología de la Provincia de Lérida: *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, v. 2, p. 273-349.
- VIDAL, L.M., 1921, Contribución a la paleontología del Cretáceo de Cataluña: *Real Academia de Ciencias y Artes Barcelona*, v. 17, p. 89-109.
- VILA, B., OMS, O., y GALOBART, À., 2004, Probable rastro de terópodo asociado a las huellas de titanosáuridos de Fumanya (Maastrichtiense, Pirineos Surorientales): *Geotemas*, v. 6, p. 75-78.
- VILA, B., OMS, O., y GALOBART, À., 2005, Manus-only titanosaurid trackway from Fumanya (Maastrichtian, Pyrenees): further evidence for an underprint origin: *Lethaia*, v. 38, p. 211-218.
- VILA, B., GAETE, R., GALOBART, À., OMS, O., PERALBA, J., y ESCUER, J., 2006, Nuevos hallazgos de dinosaurios y otros tetrápodos continentales en los Pirineos sur-centrales y orientales: resultados preliminares, in *Colectivo Arqueológico y Paleontológico de Salas, ed., Actas de las III Jornadas Internacionales sobre Paleontología de Dinosaurios y su Entorno, Salas de los Infantes (Burgos)*, p. 365-378.
- VILA, B., POZA, B., GALOBART, À., MARMI, J., y FORTUNY, J., 2007, Evidence for big sauropods and dromaeosaurid theropods from a new Maastrichtian locality in the southern Pyrenees, in *Liston, J. ed., Abstracts of 55th Symposium of Vertebrate Palaeontology and Comparative Anatomy University of Glasgow*, p. 44-45.
- VILA, B., OMS, O., MARMI, J., y GALOBART, À., 2008a, Tracking Fumanya footprints (Maastrichtian, Pyrenees): historical and ichnological overview: *Oryctos*, v. 8, p. 115-130.
- VILA, B., POZA, B., MARMI, J., GALOBART, À., y OMS, O., 2008b, La recerca paleontològica al sinclinal de Vallcebre: *Tribuna d'Arqueologia*, v. 2007, p. 7-27.
- VILA, B., OMS, O., MARMI, J., GALOBART, À., RIERA, V., ESTRADA, R., y MALCHUS, N., 2009a, Vallcebre syncline: ¡Fundamental!, v. 14, p. 23-34.
- VILA, B., GALOBART, À., CANUDO, J.I., LE LOEUFF, J., y OMS, O., 2009b, Late Cretaceous sauropod diversity in southern Europe: *Journal of Vertebrate Paleontology*, v. 29, p. 196A.
- VILA, B., SELLÉS, A.G., y GALOBART, À., 2009c, The Coll de Nargó nesting area: ¡Fundamental!, v. 14, p. 42-45.
- VILA, B., GALOBART, À., OMS, O., POZA, B., y BRAVO, A.M., 2010, Assessing the nesting strategies of Late Cretaceous titanosaurs: 3-D clutch geometry from a new megaloolithid egg site: *Lethaia*, v. 43, p. 197-208.
- VILLATTE, J., TAQUET, P., y BILOTTE, M., 1985, Nouveaux restes de dinosauriens dans le Crétacé terminal de l'Anticlinal de Dreuilhe. État des connaissances dans le domaine sous-pyrénéen, *Les Dinosauriens de la Chine à la France. Colloque International de Paléontologie: Museum d'Histoire Naturelle de Toulouse, Museum d'Histoire Naturelle de Chongqing, Toulouse (France)*, p. 89-98.
- VILLOT, L., 1883, Étude sur le bassin de Faveau et sur un grand travail à y exécuter: *Annales des Mines*, v. 3, p. 5-66.
- VON SCHIRNDING, Y., MERWE, N.J., y VAN DER VOGEL, J.C., 1982, Influence of diet and age on carbon isotope ratios in ostrich eggshells: *Archaeometry*, v. 24, p. 3-20.
- WILSON, J.A., y CARRANO, M.T., 1999, Titanosaurs and the origin of wide gauge trackways: a biomechanical and systematic perspective on sauropod locomotion: *Paleobiology*, v. 25, p. 252-267.
- WEISHAMPPEL, D.B., NORMAN, D.B., y GRIGORESCU, D., 1993, *Telmatosaurus transylvanicus* from the Late Cretaceous of Romania: the most basal hadrosaurid dinosaur: *Palaeontology*, v. 36, p. 361-385.
- WEISHAMPPEL, D.B., BARRETT, P.M., CORIA, R.A., LE LOEUFF, J., XU, X., ZHAO, X., SHANI, A., GOMANI, E.M.P., y NOTO, C.R., 2004, Dinosaur distribution, en *Weishampel, D.B., Dodson, P., y Osmólska, H., eds., The Dinosauria, Second Edition.: University of California Press, Berkeley*, p. 517-606.
- WESTPHAL, M., y DURAND, J.-P., 1990, Magnétostratigraphie des séries continentales fluvio-lacustres du Crétacé supérieur dans le synclinal de l'Arc (région d'Aix-en-Provence, France): *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 8 (VI), p. 609-620.

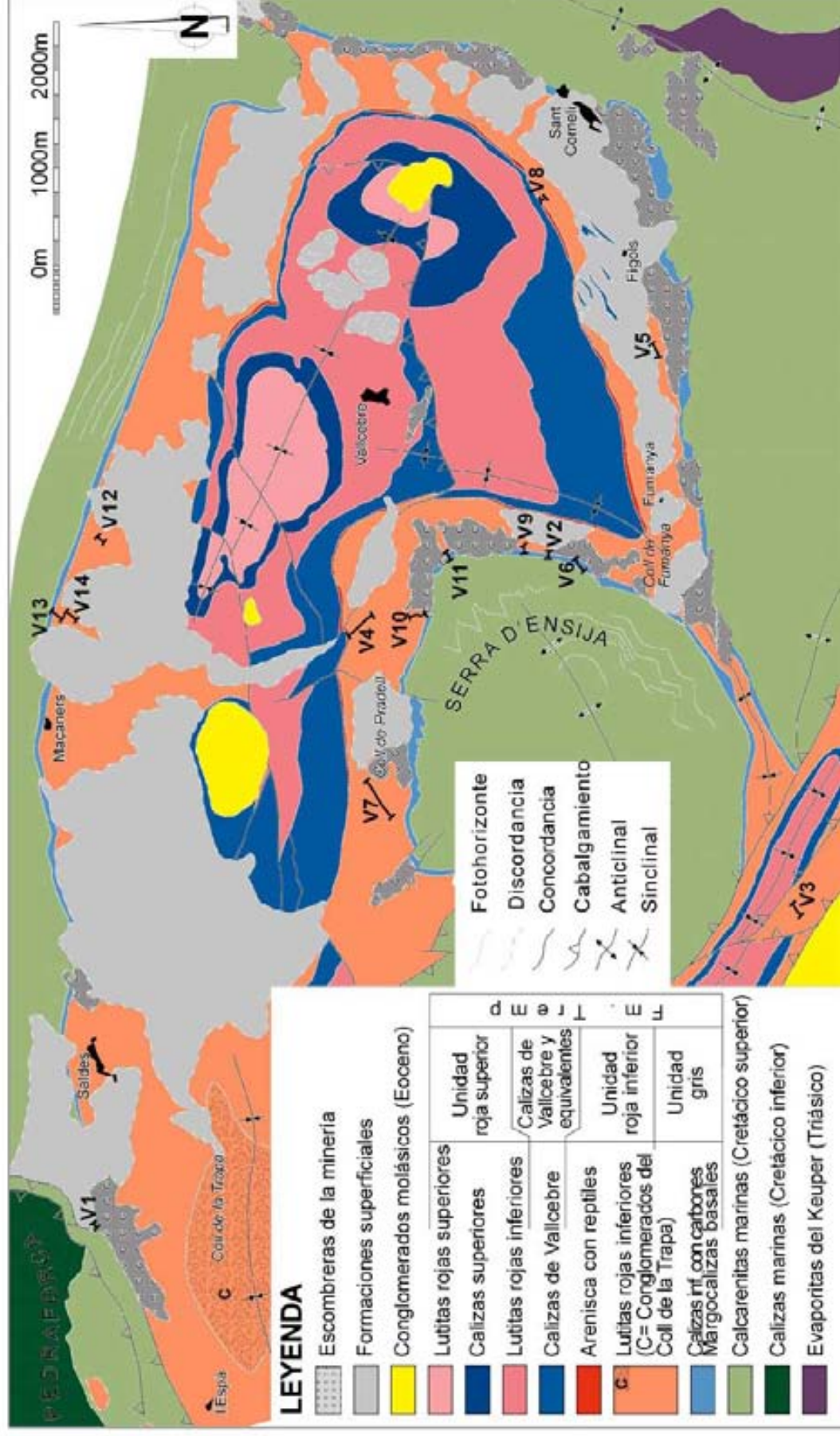
Capítulo 9

- WILLEMS, H., 1985, Marine uppermost Cretaceous and Garumian facies in the region of Bòixols-Coll de Nargó Anticline (Prov. Lérida, Spain): *Estudios Geológicos*, v. 41, p. 17-24.
- YAPP, C.J., y POTHS, H., 1992, Ancient atmospheric CO₂ pressures inferred from natural goethites: *Nature*, v. 355, p. 342-347.
- YAPP, C.J., y POTHS, H., 1996, Carbon isotopes in continental weatherin environments and variations in ancient atmospheric CO₂ pressure: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 137, p. 71-82.
- ZAITLIN, B.A., DALRYMPLE, R.W., y BOYD, R., 1994, The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level changes, *en* Dalrymple, R.W., Boyd, R., y Zaitlin, B.A., eds., *Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 51*, p. 45-60.
- ZHAO, Z.-K., MAO, X.-Y., CHAI, Z.-F., YANG, G.-C., KONG, P., EBIHARA, M., and ZHAO, Z.-H., 2002, A possible causal relationship between extinction of dinosurs and K/T iridium enrichment in the Nanxiong Basin, South China: evidence from dinosaur eggshells: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 178, p. 1-17.
- ZIJDERVELD, J.D.A., 1967, A.C. demagnetization of rocks: analysis of results, *en* Collinson, D.W., Creer, K.M., y Runcorn, S.K., eds.: Elsevier, Amsterdam, p. 254-286.

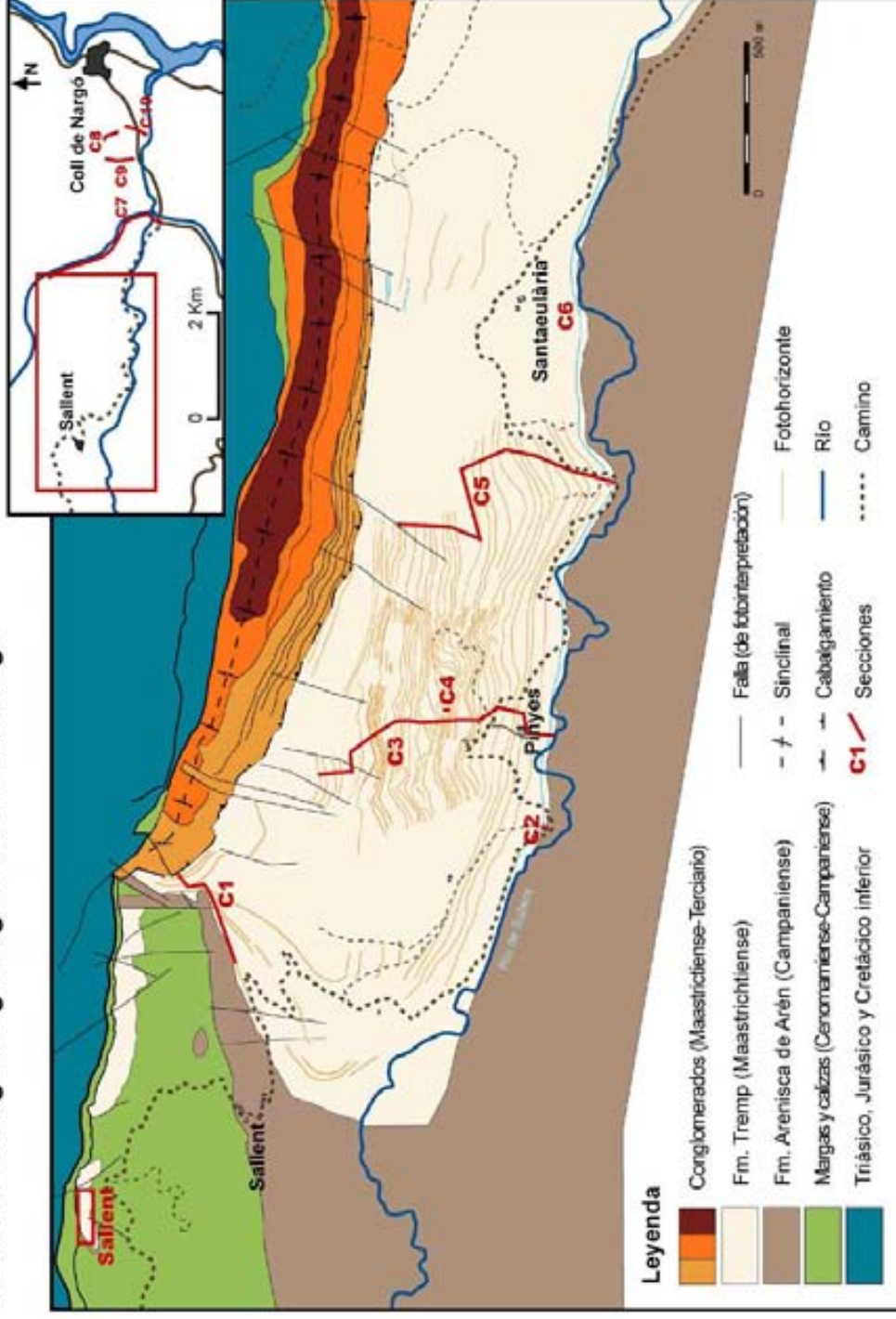
Anexo 1

Cartografía geológica

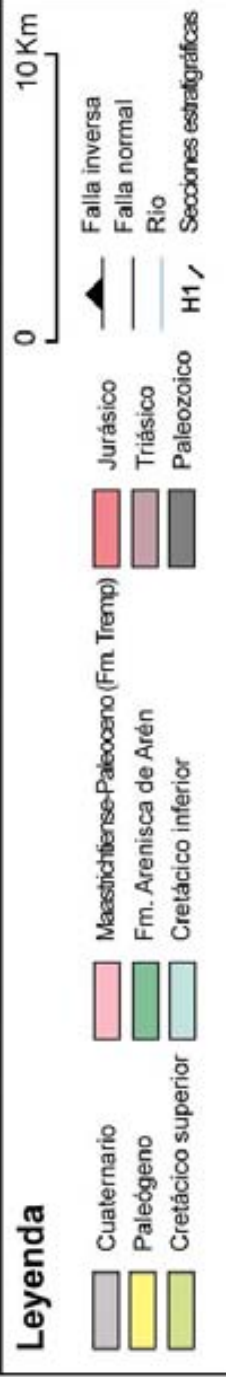
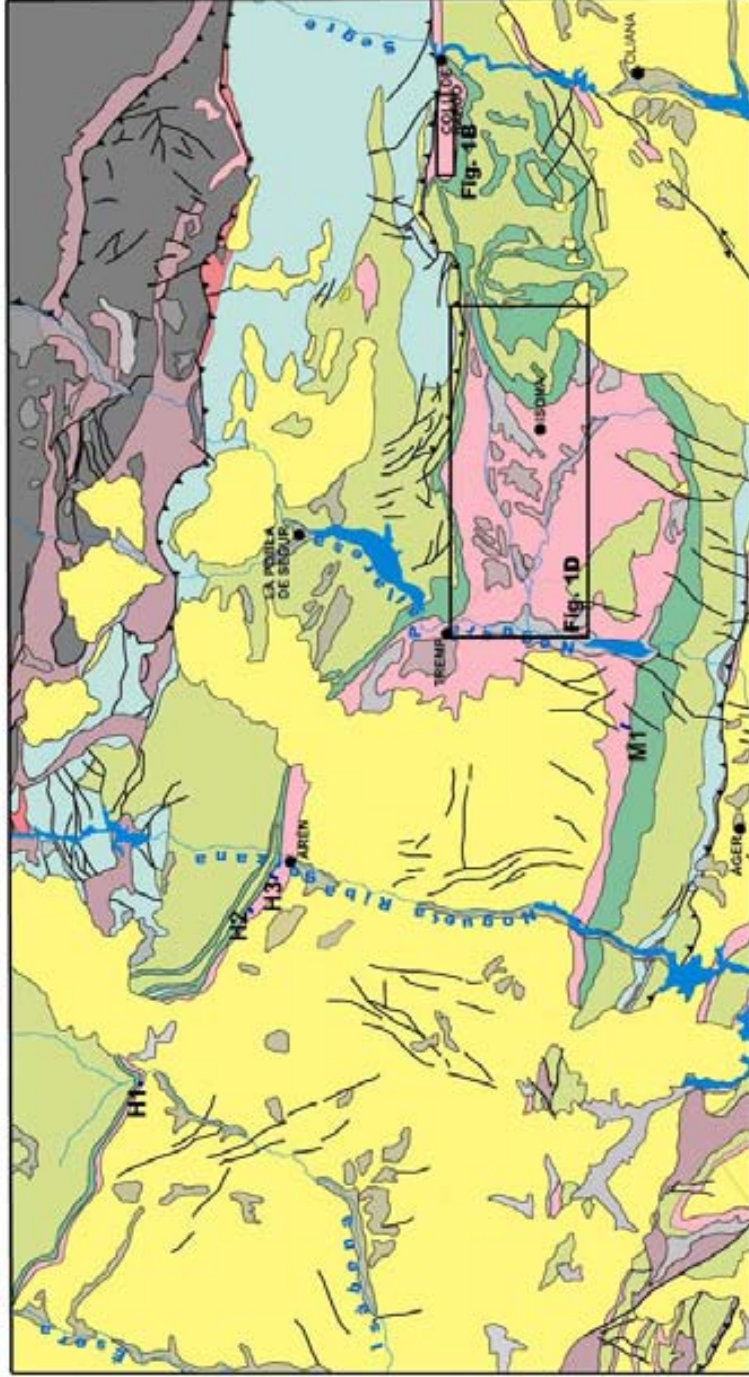
Anexo 1A. Cartografía geológica del sinclinal de Vallcebre



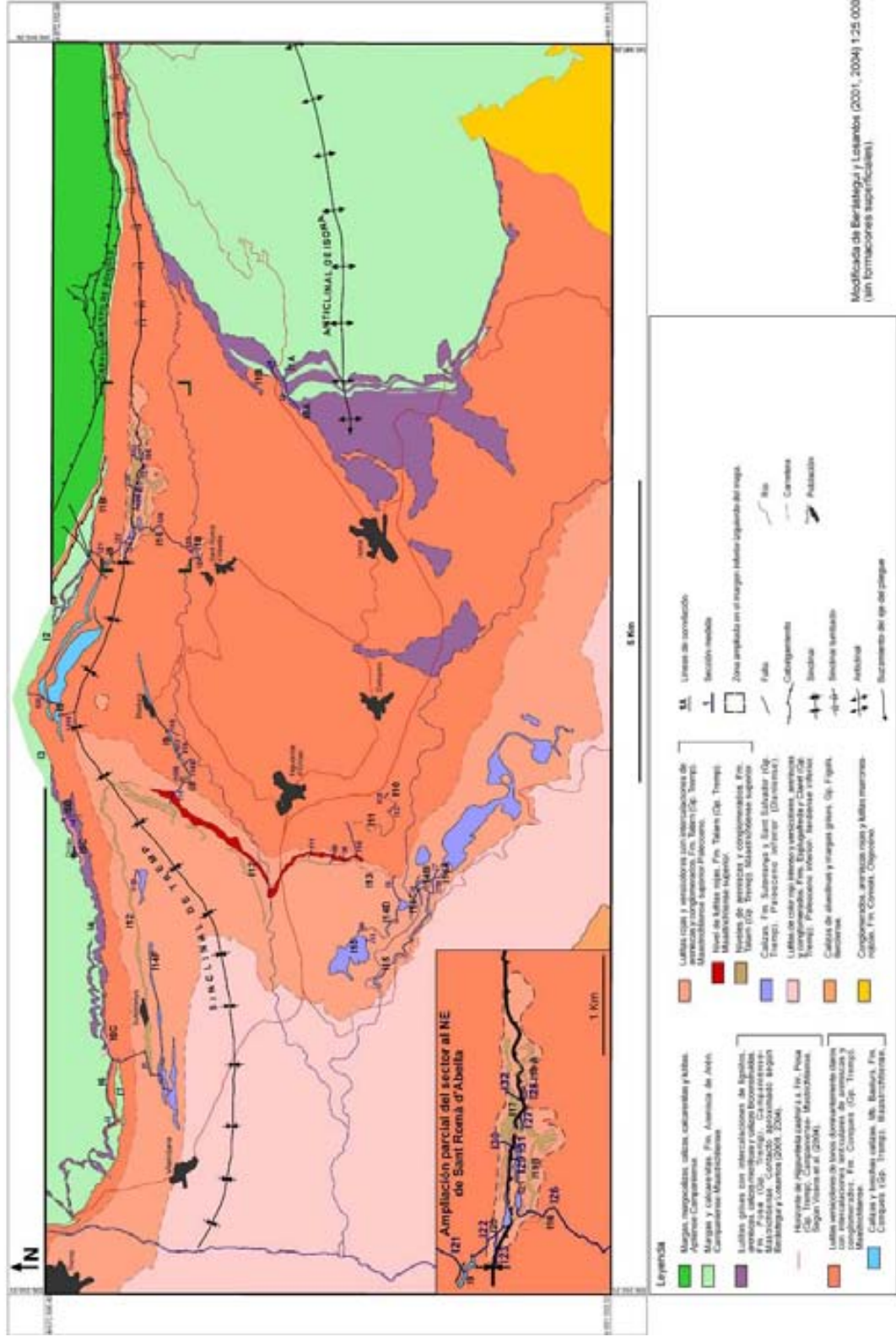
Anexo 1. Cartografía geológica de Coll de Nargó



Anexo 1C. Cartografía geológica de la cuenca de Tremp (unidad surpirenica central)
 Modificado del Mapa Geològic de Catalunya (Sergi Albrich).



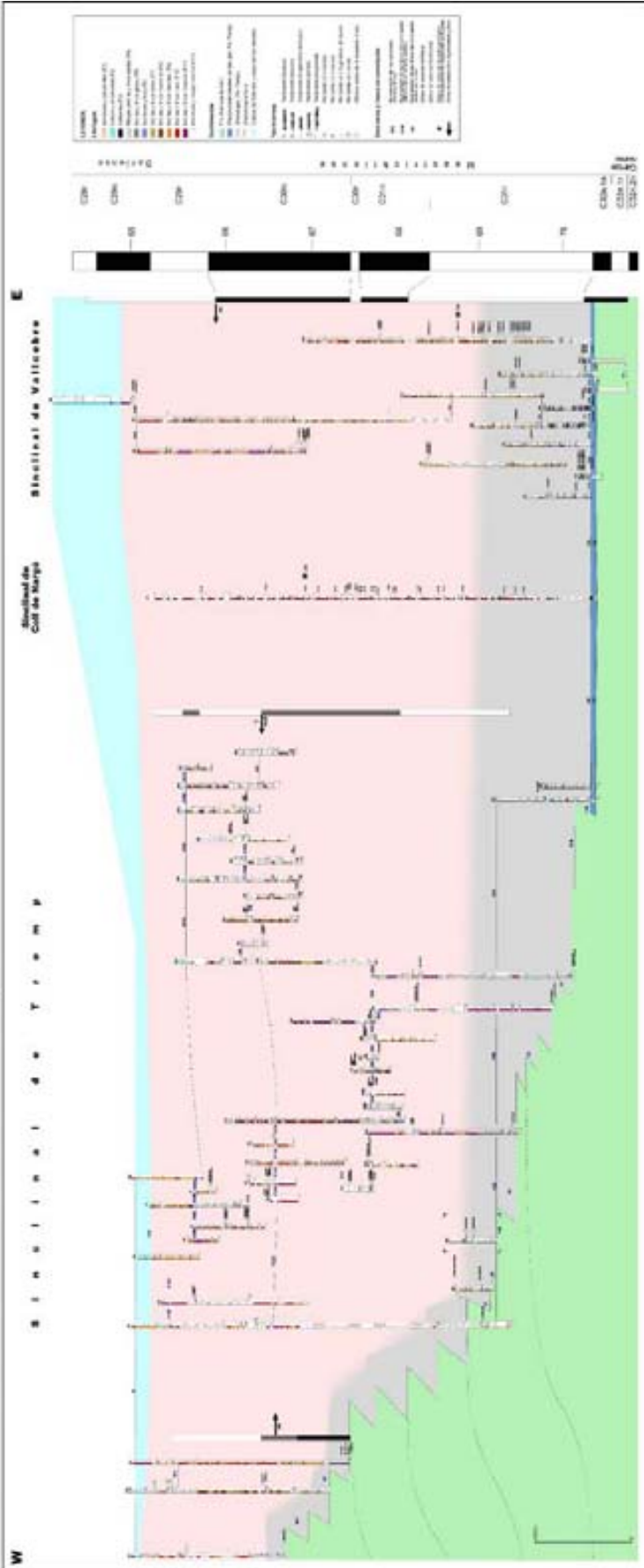
Anexo 1D. Cartografía geológica de la Conca Dellà



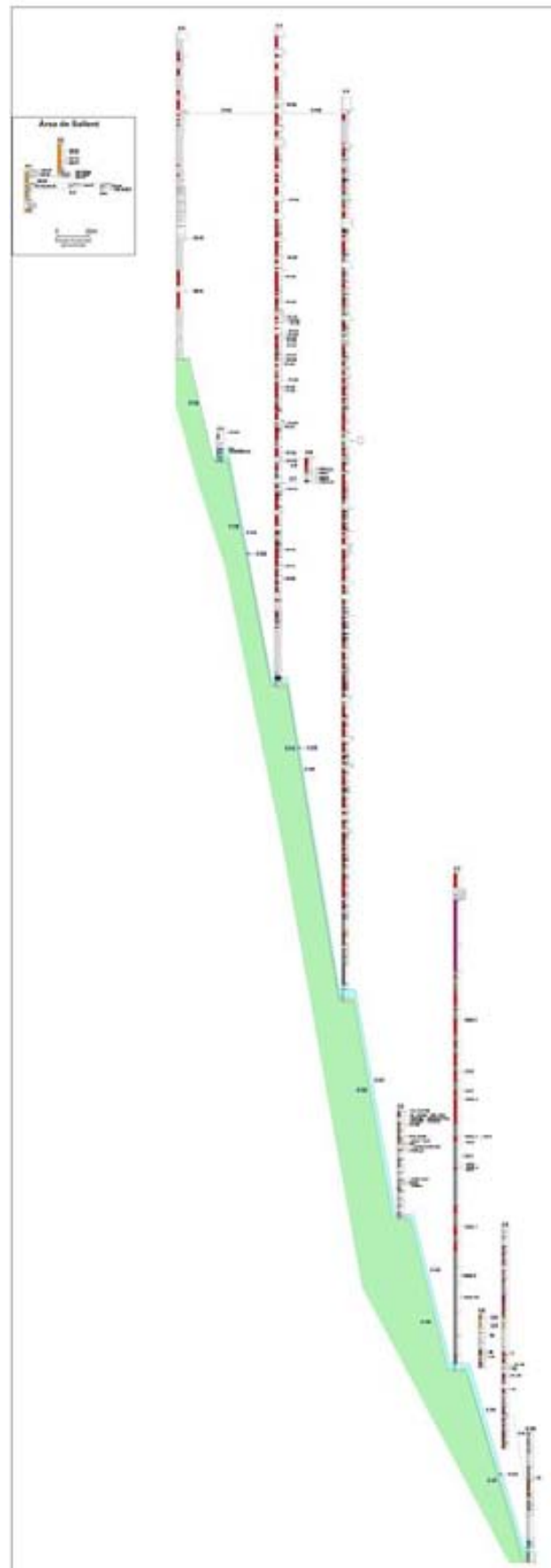
Anexo 2

Paneles de correlación

Anexo ZA. Panel de correlación de la sucesión estratigráfica continental de la vertiente suroriental.

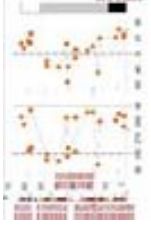
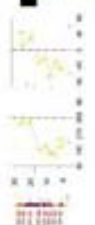
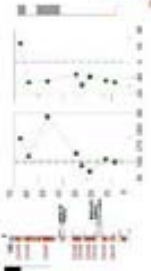
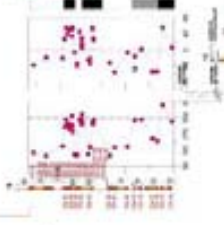
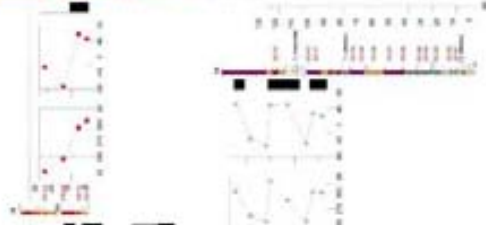
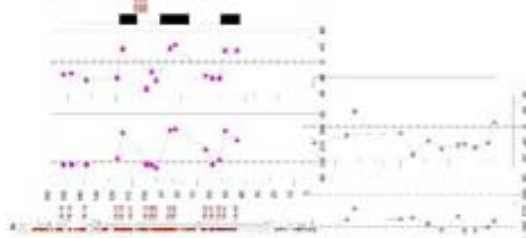
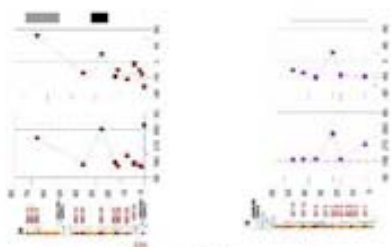
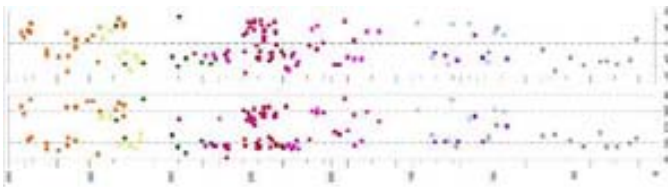


Anexo 2B. Panel de correlación de la sucesión finicretácica continental del sinclinal de Coll de Nargó



Anexo 3

Magnetoestratigrafía



Anexo 4

Formación de yacimientos.

Tablas

4A. Tablas de los yacimientos de la vertiente surpirenaica

Huesos

	Saurópodos	Terópodos	Rhabdodóntidos	Hadrosaurios	Lambeosaurios	Nodosaurios	Ornithopoda	Indet.
Marino	0	0	0	0	0	0	0	0
Costero	2	1	0	1	0	0	0	0
Lagoon (desconfinado)	4	4	1	2	0	4	0	3
Lagoon (confinado)	1	1	0	1	1	0	0	4
Fluvial (desconfinado)	2	2	0	3	0	0	0	4
Fluvial (confinado)	6	4	0	24	5	0	0	8
Abanico aluvial	0	0	0	0	0	0	0	0
Lacustre	0	0	0	1	0	0	0	4
Indet.	1	1	0	1	1	1	0	1

Huellas

	Saurópodos	Terópodos	Ornitópodos	Indet.
Marino	0	0	0	0
Costero	0	0	1	1
Lagoon (desconfinado)	8	1	2	1
Lagoon (confinado)	0	0	0	0
Fluvial (desconfinado)	0	0	0	0
Fluvial (confinado)	2	0	8	8
Abanico aluvial	0	0	0	0
Lacustre	9	0	0	0
Indet.	3	0	0	2

Huevos

	Fragmentos	Huevos	Indet.
Marino	0	0	0
Costero	7	11	3
Lagoon (desconfinado)	8	10	5
Lagoon (confinado)	1	2	0
Fluvial (desconfinado)	14	40	11
Fluvial (confinado)	28	17	0
Abanico aluvial	7	12	0
Lacustre	1	0	0
Indet	2	3	24

	Veterovata indet.	Megaloolithidae	Megaloolithus sp.	<i>M. siruguei</i>	<i>M. petralta</i>	<i>M. aureliensis</i>	<i>M. mamillare</i>	<i>M. pseudomamillare</i>	<i>Dughioolithus roussetensis</i>	Prismatoolithidae	<i>Prismatoolithus</i> sp.	<i>Prismatoolithus matellensis</i>	<i>Prismatoolithus tenuis</i>	<i>Ageroolithus fontllonguensis</i>
Marino	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Costero	12	0	0	0	1	0	3	1	0	3	0	0	0	1
Lagoon (desconfinado)	10	1	0	8	1	1	3	0	1	1	1	1	1	1
Lagoon (confinado)	1	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fluvial (desconfinado)	36	0	0	19	0	0	9	0	0	0	0	0	0	0
Fluvial (confinado)	20	0	3	14	0	2	5	0	0	0	0	0	0	0
Abanico aluvial	3	0	0	15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Lacustre	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
Indet	27	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0

4B. Tablas de los yacimientos del sur de Francia

Huesos

	Saurópodos	Terópodos	Rhabdodóntidos	Hadrosaurios	Lambeosaurios	Nodosaurios	Ornithopoda	Indet.
Marino	2	0	0	0	0	0	0	0
Costero	1	0	1	1	0	1	0	0
Lagoon (desconfinado)	4	9	2	6	0	3	0	6
Lagoon (confinado)	1	2	0	3	1	0	0	1
Fluvial (desconfinado)	5	2	4	0	0	4	1	2
Fluvial (confinado)	6	4	4	0	0	5	1	14
Abanico aluvial	0	0	0	0	0	0	0	0
Lacustre	1	2	1	0	0	0	0	1
Indet.	4	8	6	3	0	4	2	5

Huevos

	Fragmentos	Huevos	Indet.
Marino	0	0	0
Costero	0	0	1
Lagoon (desconfinado)	1	1	1
Lagoon (confinado)	0	0	0
Fluvial (desconfinado)	10	48	69
Fluvial (confinado)	13	31	6
Abanico aluvial	0	3	0
Lacustre	6	9	10
Indet	7	9	22

	Veterovata indet.	Megaloolithus sp.	<i>M. siruguei</i>	<i>M. petraea</i>	<i>M. aureliensis</i>	<i>M. mamillare</i>	<i>M. pseudomamillare</i>	<i>Cairanoolithus</i> sp.	<i>C. dughii</i>	<i>C. roussetensis</i>	Elongatoolithidae	<i>Dughioolithus</i> sp.	<i>Dughioolithus roussetensis</i>	<i>Prismatoolithus</i> sp.	<i>Prismatoolithus caboti</i>	<i>Prismatoolithus matellensis</i>	<i>Prismatoolithus tenuis</i>	Laevisoolithidae	Morfotipo Ratite	<i>Ageroolithus</i> sp.	Ornithoid
Marino	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Costero	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Lagoon (desconfinado)	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Lagoon (confinado)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fluvial (desconfinado)	38	4	30	7	12	15	7	1	20	5	1	2	1	1	2	0	4	2	1	0	0
Fluvial (confinado)	31	1	7	3	2	2	1	3	2	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Abanico aluvial	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Lacustre	12	1	6	0	3	2	1	0	0	1	0	0	2	1	0	0	2	1	1	1	0
Indet	21	0	8	2	3	2	3	1	3	0	0	3	2	0	0	1	0	0	0	0	1

4C. Tablas globales

Huesos

	Saurópodos	Terópodos	Rhacodóntidos	Hadrosaurios	Lambeosaurios	Nodosaurios	Ornithopoda	Indet.
Marino	2	0	0	0	0	0	0	0
Costero	3	1	1	2	0	1	0	0
Lagoon (desconfinado)	8	15	3	7	0	7	0	9
Lagoon (confinado)	2	3		4	2	0	0	5
Fluvial (desconfinado)	7	4	4	3	0	4	1	6
Fluvial (confinado)	12	8	4	24	5	5	1	22
Abanico aluvial	0	0	0	0	0	0	0	0
Lacustre	1	2	1	1	0	0	0	5
Indet.	5	9	6	4	1	5	2	6

Huellas

	Saurópodos	Terópodos	Ornitópodos	Indet.
Marino	0	0	0	0
Costero	0	0	1	1
Lagoon (desconfinado)	21	1	1	1
Lagoon (confinado)	0	0	0	0
Fluvial (desconfinado)	0	0	0	0
Fluvial (confinado)	2	0	8	8
Abanico aluvial	0	0	0	0
Lacustre	0	0	1	0
Indet.	3	0	0	2

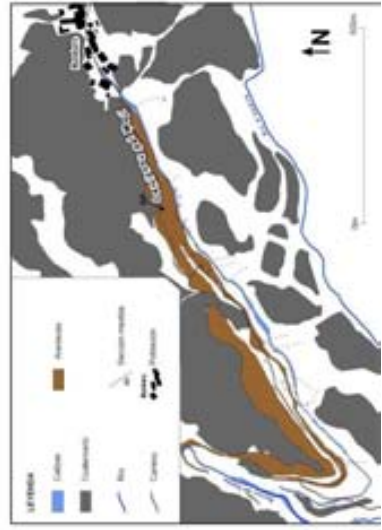
Huevos

	Fragmentos	Huevos	Indet.
Marino			
Costero	7	11	4
Lagoon (desconfinado)	9	11	6
Lagoon (confinado)	1	2	
Fluvial (desconfinado)	24	88	80
Fluvial (confinado)	41	50	6
Abanico aluvial	7	15	
Lacustre	7	9	10
Indet	9	12	46

	Veterovata indet.	Megaloolithidae	Megaloolithus sp.	M. siruguei	M. petralta	M. aureliensis	M. mamillare	M. pseudomamillare	Cairanoolithus sp.	C. dughii	C. roussetensis	Elongatoolithidae	Dughioolithus sp.	Dughioolithus roussetensis	Prismatoolithidae	Prismatoolithus sp.	Prismatoolithus caboti	Prismatoolithus matellensis	Prismatoolithus tenuis	Ageroolithus fontlonguensis	Laevioolithidae	Morfotipo Ratitr	Ageroolithus	Ornithoid
Marino	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Costero	12	0	0	0	1	1	3	1	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	1	0	0	0	0
Lagoon (desconfinado)	11	1	0	9	1	1	3	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	1	1	1	0	0	0	0
Lagoon (confinado)	1	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fluvial (desconfinado)	74	0	4	49	7	12	24	7	1	20	5	1	2	1	0	1	2	0	4	0	2	1	0	0
Fluvial (confinado)	51	0	4	19	3	4	7	1	3	2	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Abanico aluvial	6	0	0	15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Lacustre	12	0	1	6	0	3	3	1	0	0	1	0	0	2	0	1	0	0	2	0	1	1	1	0
Indet.	48	0	0	9	2	3	3	3	1	3	0	0	3	2	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1

Anexo 5

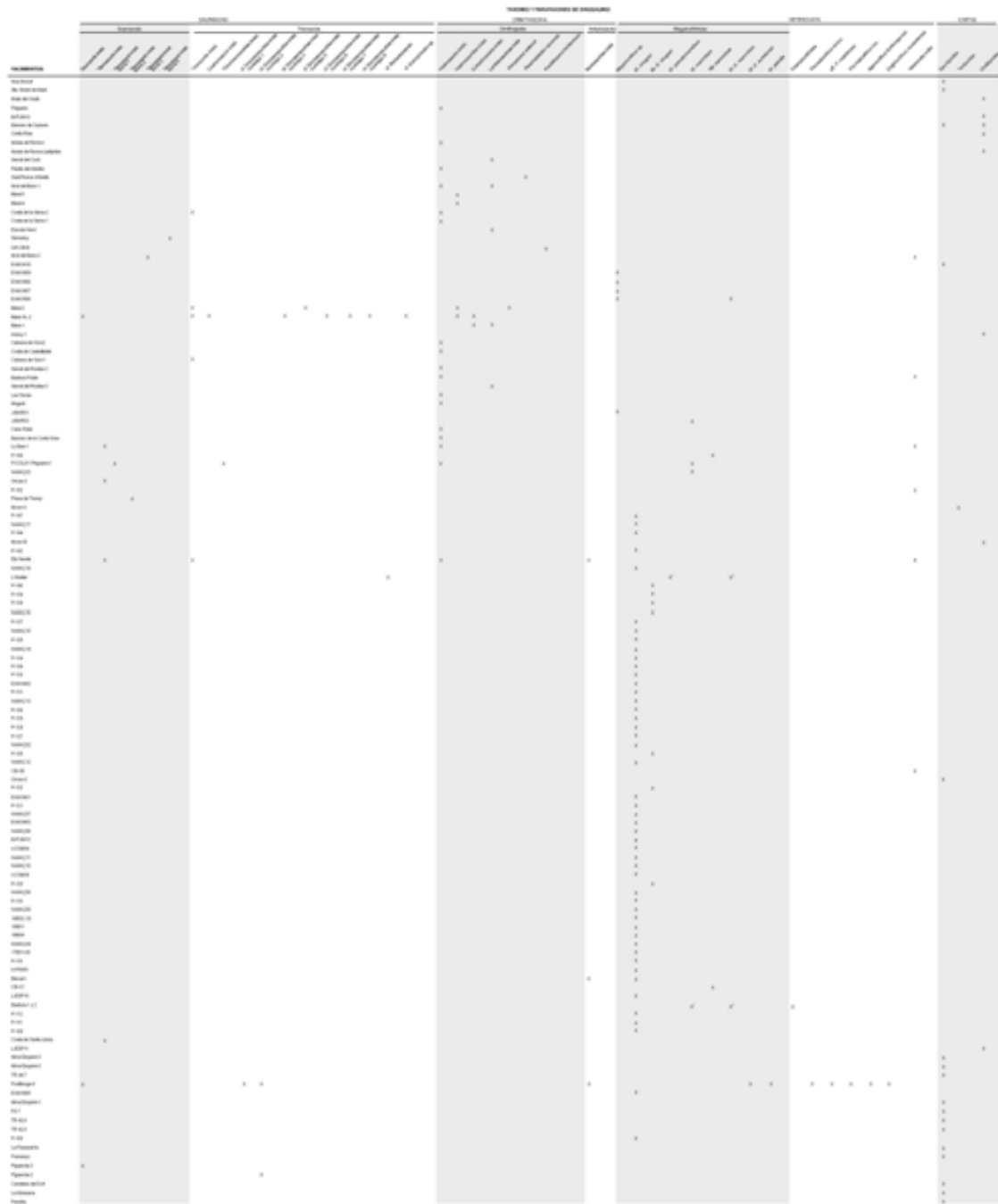
Yacimiento de Basturs Poble



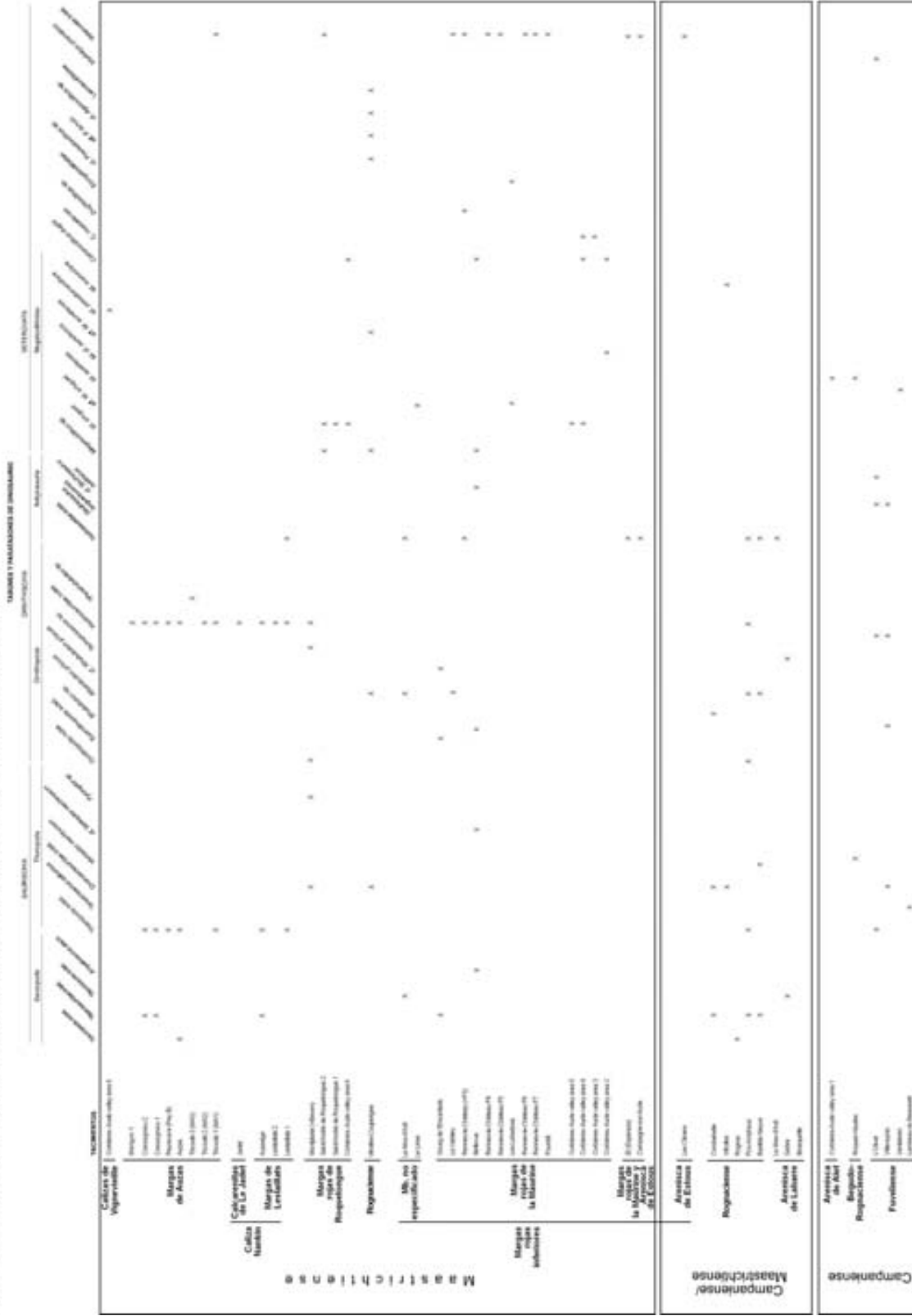
Anexo 6

**Tablas de sucesión de
yacimientos**

Anexo 6A. Sucesión de yacimientos con restos de dinosaurios de la vertiente surpirenaica



Anexo 6B. Sucesión de yacimientos con restos de dinosaurios del sur de Francia



Anexo 7

Caracterización petrológica y geoquímica de huevos de dinosaurio y carbonatos pedogénicos. Tablas y secciones estratigráficas

	Ooespecie
Can Bertran	
CB-1BA	Veterovata indet.
CB-1Cgruixut	Veterovata indet.
CB1-Cprim	? <i>M. mamillare</i>
Pinyes	
P-152A	Veterovata indet.
P-147	<i>M. siruguei</i>
P-144A	<i>M. siruguei</i>
P-143	<i>M. siruguei</i>
P-140B	<i>M. cf. siruguei</i>
P-139	<i>M. cf. siruguei</i>
P-138	<i>M. cf. siruguei</i>
P-137B	<i>M. siruguei</i>
P-135A1	<i>M. siruguei</i>
P-135A2	<i>M. siruguei</i>
P-135	<i>M. siruguei</i>
P-134B	<i>M. siruguei</i>
P-134C	<i>M. siruguei</i>
P-134A	<i>M. siruguei</i>
P-136A	<i>M. siruguei</i>
P-133	<i>M. siruguei</i>
P-131A1	<i>M. siruguei</i>
P-131A2	<i>M. siruguei</i>
P-131A	<i>M. siruguei</i>
P-130C	<i>M. siruguei</i>
P-129D	<i>M. siruguei</i>
P-129E	<i>M. siruguei</i>
P-129F	<i>M. siruguei</i>
P-129G	<i>M. siruguei</i>
P-129A	<i>M. siruguei</i>
P-128O	<i>M. siruguei</i>
P-127O	<i>M. siruguei</i>
P-127B	<i>M. siruguei</i>
P-127C	<i>M. siruguei</i>
P-127A	<i>M. siruguei</i>
P-126B	<i>M. cf. siruguei</i>
P-126A	<i>M. cf. siruguei</i>
P-122	<i>M. cf. siruguei</i>
P-121	<i>M. siruguei</i>
P-120	<i>M. cf. siruguei</i>
P-118	<i>M. siruguei</i>
P-115	<i>M. siruguei</i>
P112-B	<i>M. siruguei</i>
P-112C	<i>M. siruguei</i>
P-112A	<i>M. siruguei</i>
P-111	<i>M. siruguei</i>
P-109	<i>M. siruguei</i>
P-106	<i>M. siruguei</i>
P-100	<i>M. siruguei</i>

	Ooespecie
Sallent E	
CB-2A	<i>M. cf. siruguei</i>
CB-2B	Veterovata indet.
CB-2C esq	<i>M. cf. siruguei</i>
Sallent W	
SA-21Ou	Veterovata indet.
SA-20Ou	Veterovata indet.
SA-18Ou	Veterovata indet.
SA-17Ou	<i>M. siruguei</i>
CB-3F	<i>M. siruguei</i>
SA-16 Sup Ou	<i>M. siruguei</i>
SA-16 Inf Ou	<i>M. siruguei</i>
CB-3E	<i>M. cf. siruguei</i>
SA-15Ou	<i>M. siruguei</i>
SA-10Ou	<i>M. cf. siruguei</i>
SA-7Ou	<i>M. cf. siruguei</i>
SA-8A	<i>M. siruguei</i>
SA-8B	<i>M. siruguei</i>
CB-3D	<i>M. cf. siruguei</i>
SA-9Ou	<i>M. cf. siruguei</i>
CB-3C	<i>M. cf. siruguei</i>
CB-3B1	<i>M. siruguei</i>
CB-3A	<i>M. siruguei</i>

Tabla 7A. Listado de muestras de huevos de Coll de Nargó

	Ooespecie
Coll de Jou	
CJ-16O	<i>M. siruguei</i>
Coll de Pradell	
CP-1A	Veterovata indet.
Els Terrers	
J-BAR-01	<i>Megaloolithus</i> sp.
NO	<i>M. siruguei</i>
N-MAÇ-08D	<i>M. siruguei</i>
K	<i>M. siruguei</i>
M	<i>M. siruguei</i>
Zc	<i>M. siruguei</i>
LO	<i>M. siruguei</i>
Ac	<i>M. siruguei</i>
Fumanya Nord	
FN-01A	<i>M. siruguei</i>
FN-01B	<i>M. siruguei</i>
Fumanya Sud	
FS-08 (B-FUM-010)	<i>M. siruguei</i>
La Font del Bullidor	
A-FIG-05-A	<i>M. siruguei</i>
A-FIG-05-B	<i>M. siruguei</i>
Les Quijoles	
LQ-2	<i>M. siruguei</i>
LQ-3	<i>M. siruguei</i>
LQ-1A	<i>M. siruguei</i>
Mina Tumí	
E-MUN-03	<i>M. siruguei</i>
E-MUN-01	<i>M. siruguei</i>
Peguera	
PEGUERA-1	<i>M. mammilare</i>
No situadas	
I-COM-07	<i>M. siruguei</i>
D-VAL-01	<i>M. siruguei</i>

Tabla 7B. Listado de muestras de huevos de Vallcebre

	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
Can Bertran		
CB-1BA	-13,02	-1,84
CB-1Cgruixut	-11,36	-1,92
CB1-Cprim	-12,01	-1,64
Pinyes		
P-152A	-13,56	-0,80
P-147	-13,76	-2,35
P-144A	-11,38	0,44
P-143	-13,58	-0,19
P-140B	-13,77	-0,39
P-139	-12,30	0,02
P-138	-11,75	-2,61
P-137B	-13,68	-0,12
P-135A1	-12,66	-0,77
P-135A2	-12,34	-0,74
P-135	-11,98	-1,05
P-134B	-12,00	-1,49
P-134C	-11,96	-0,92
P-134A	-12,47	-0,75
P-136A	-13,14	0,06
P-133	-12,27	-0,92
P-131A1	-12,43	-0,24
P-131A2	-12,10	-0,85
P-131A	-13,48	0,71
P-130C	-12,56	-1,02
P-129D	-13,74	-2,00
P-129E	-13,80	-1,29
P-129F	-14,06	-1,09
P-129G	-12,71	-0,62
P-129A	-13,65	-0,70
P-128O	-13,03	0,06
P-127O	-12,86	-1,89
P-127B	-12,91	-1,15
P-127C	-14,33	-0,69
P-127A	-11,88	-2,08
P-126B	-13,14	-1,11
P-126A	-13,06	-1,29
P-122	-12,90	-0,16
P-121	-13,14	1,42
P-120	-12,86	-1,75
P-118	-12,48	-0,58
P-115	-13,18	-0,57
P112-B	-13,09	0,10
P-112C	-13,19	0,29
P-112A	-12,60	-0,11
P-111	-13,77	-1,06
P-109	-13,81	-0,37
P-106	-13,99	0,48
P-100	-13,35	-0,33

	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
Sallent E		
CB-2A	-7,82	-5,41
CB-2B	-8,97	-4,91
CB-2C esq	-10,44	-4,66
Sallent W		
SA-21Ou	-10,69	-3,14
SA-20Ou	-9,39	-4,19
SA-18Ou	-11,27	-2,05
SA-17Ou	-9,69	-3,33
CB-3F	-9,29	-3,91
SA-16 Sup Ou	-9,32	-4,13
SA-16 Inf Ou	-9,46	-3,70
CB-3E	-8,82	-4,52
SA-15Ou	-9,59	-3,27
SA-10Ou	-10,02	-4,17
SA-7Ou	-9,82	-4,27
SA-8A	-9,94	-4,22
SA-8B	-9,13	-4,91
CB-3D	-9,90	-4,09
SA-9Ou	-9,12	-4,95
CB-3C	-9,56	-4,88
CB-3B1	-8,36	-5,60
CB-3A	-10,93	-4,14

Tabla 7C. Resultados isotópicos (VPDB) de las muestras de huevos de Coll de Nargó

	d13C	d18O
Can Bertran		
CB-100A	-8,38	-4,38
CB-100B	-7,54	-4,66
Pinyes		
P-159	-7,40	-4,73
P-157	-6,86	-5,09
P-155	-6,09	-4,79
P-154	-7,46	-4,77
P-153	-7,60	-4,95
P-152N	-8,04	-4,66
P-151	-7,89	-4,58
P-150	-6,05	-4,50
P-149	-7,12	-4,30
P-148	-7,59	-4,71
P-147N	-5,71	-4,36
P-146	-4,17	-4,64
P-145	-8,29	-4,39
P-143N	-7,63	-4,53
P-142	-8,18	-4,60
P-141	-5,45	-4,43
P-132	-7,84	-4,53
P-131N	-7,21	-4,57
P-129N	-8,11	-4,35
P-128N	-6,29	-4,27
P-125	-8,52	-5,15
P-124	-7,06	-4,33
P-123	-8,60	-4,70
P-119	-7,41	-4,59
P-117	-8,01	-4,26
P-116	-8,32	-4,35
P-114	-7,94	-4,60
P-113	-7,45	-4,58
P-110	-8,03	-4,42
P-108	-6,94	-4,62
Sallent E		
CB-2N	-7,71	-4,51

	d13C	d18O
Sallent W		
SA-21N	-8,27	-4,63
SA-20N	-8,40	-4,85
SA-19	-8,70	-5,04
SA-18N	-8,43	-4,73
SA-17N	-8,56	-5,06
CB-3FN	-8,58	-4,78
SA-14	-8,28	-4,72
SA-16 Sup N	-8,25	-4,57
SA-13	-8,51	-4,65
CB-3EN	-8,48	-4,85
SA-15N	-8,07	-4,62
SA-12	-8,51	-4,81
SA-11	-8,51	-5,09
SA-10N	-8,22	-4,70
SA-7N	-8,41	-4,90
SA-8N	-8,62	-5,32
CB-3DN	-8,54	-4,91
SA-9N	-8,71	-4,74
CB-3AN	-8,42	-5,19
SA-6	-8,74	-4,96
SA-5	-8,53	-5,04
SA-4	-8,70	-4,91
SA-3	-9,06	-4,93
SA-2	-9,09	-5,13
SA-1	-8,15	-4,93

Tabla 7D. Resultados isotópicos (VPDB) de las muestras de nódulos edáficos de Coll de Nargó

	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
Coll de Jou		
CJ-16O	-12,86	1,54
Coll de Pradell		
CP-1A	-13,45	-0,69
Els Terrers		
J-BAR-01	-12,95	-1,77
NO	-14,39	-0,06
N-MAÇ-08D	-14,59	-1,99
K	-13,45	-0,47
M	-13,16	-0,34
Zc	-13,30	-3,15
LO	-13,12	-1,80
Ac	-13,87	-2,55
Fumanya Nord		
FN-01A	-12,73	1,12
FN-01B	-12,40	0,71
Fumanya Sud		
FS-08 (B-FUM-010)	-14,31	-1,94
La Font del Bullidor		
A-FIG-05-A	-14,58	-0,16
A-FIG-05-B	-15,03	1,26
Les Quijoles		
LQ-2	-13,73	-0,38
LQ-3	-12,63	0,03
LQ-1A	-13,20	0,48
Mina Tumí		
E-MUN-03	-13,93	-1,14
E-MUN-01	-14,68	1,04
Peguera		
PEGUERA-1	-13,08	-1,28
No situades		
I-COM-07	-14,58	1,40
D-VAL-01	-13,48	-2,35

Tabla 7E. Resultados isotópicos (VPDB) de las muestras de huevos de Vallcebre

	d13C	d18O
Coll de Pradell		
PC-25	-5,79	-4,28
PC-24	-9,29	-3,72
PC-23	-7,97	-3,77
PC-22	-8,88	-4,31
PC-21	-9,02	-3,70
PC-20	-8,33	-3,92
PC-19	-7,26	-4,33
PC-18	-9,19	-4,07
PC-17	-8,84	-4,04
PC-16	-9,75	-3,98
PC-15	-9,60	-3,97
PC-13	-10,39	-3,56
PC-12	-7,81	-4,02
PC-11	-10,25	-4,10
PC-10	-9,05	-4,28
PC-09	-9,40	-4,06
PC-08	-9,62	-4,01
CCP-03	-8,61	-4,17
CCP-02	-7,74	-4,58
CCP-01	-9,76	-4,26
PC-07	-9,58	-4,32
PC-06	-8,58	-4,17
PC-05A	-7,22	-4,16
PC-05B	-7,71	-4,00
PC-04	-7,98	-4,23
PC-03	-12,19	-3,80
PC-02	-8,79	-4,19
PC-01	-8,97	-4,31
Les Quijoles		
LQ-1N	-9,49	-4,64
Els Terrers		
NN	-9,37	-4,86
LN	-9,56	-5,06

Tabla 7F. Resultados isotópicos (VPDB) de las muestras de nódulos edáficos de Vallcebre

	d13C	d18O
Puig Pedrós		
PV-19	-9,98	-9,93
PV-18	-9,61	-9,67
PV-17	-10,09	-10,25
PV-16	-9,17	-9,09
PV-15	-10,87	-10,81
PV-13	-8,42	-8,52
PV-12	-10,45	-10,22
PV-11	-9,06	-8,97
PV-10	-10,58	-10,28
PV-08	-9,51	-9,63
PV-07	-9,01	-9,09
PV-06	-10,35	-10,14
PV-05	-9,15	-9,30
PV-04	-8,87	-8,67
PV-03	-7,98	-7,76
PV-02	-7,63	-7,78
PV-01	-9,96	-10,08

Tabla 7G. Resultados isotópicos (VPDB) de las muestras de nódulos edáficos de Puig Pedrós

	Difracción RX	Electrones retrodispersados
Pinyes		
P-143	Calcita	-
P-138	Calcita	-
P-135	Calcita	Estroncianita, celestina
P-136A	Calcita	-
P-133	Calcita	Celestina, celestina (+Ba)
P-127O	Calcita	Celestina (+Ba)
P-127A	Calcita	-
P-112A	Calcita	-
P-109	Calcita	Celestobaritina
Sallent E		
CB-2A	-	Baritina, baritocelstina, celestina, silicificaciones, calcita secundaria
Sallent W		
SA-21Ou	Calcita	Celestina, fluorita
SA-17Ou	Calcita	Celestina, fluorita
CB-3F	Calcita	Baritina (+Sr), celestina, fluorita, trazas cuarzo
SA-16 Sup Ou	Calcita	-
CB-3E	Calcita (+trazas fluorita)	-
SA-10Ou	Calcita	-
SA-7Ou	Calcita	-
SA-9Ou	Calcita (+trazas cuarzo)	-
CB-3A	Calcita	-

Tabla 7H. Resultados de los análisis de difracción de RX y observación con microscopio electrónico con electrones retrodispersados para las muestras de huevos de Coll de Nargó.

	Difracción RX	Electrones retrodispersados
Coll de Pradell		
CP-1A	Calcita	-
Els Terrers	-	
NO		Celestina, baritina, celestobaritina
Zc	Calcita	Celestina, celestobaritina
LO	-	Celestina, baritocelstina, baritina
Fumanya Nord		
FN-01A	-	Pirita y caolinita en los poros
Fumanya Sud		
FS-08 (B-FUM-010)	-	Baritocelstina, kutnohorita, celestina
La Font del Bullidor		
A-FIG-05-B	-	Celestina, estroncianita, pirita
Les Quijoles		
LQ-1A	-	Estroncianita, celestobaritina, baritocelstina

Tabla 7I. Resultados de los análisis de difracción de RX y observación con microscopio electrónico con electrones retrodispersados para las muestras de huevos de Vallcebre.

	Difracción RX	Electrones retrodispersados
Pinyes		
P-155	Calcita (+ cuarzo)	-
P-152N	Calcita (+ cuarzo)	-
P-150	Calcita + cuarzo + arcillas	-
P-147N	Calcita (+ cuarzo)	-
P-146	Calcita + cuarzo	-
P-143N	Calcita (+ cuarzo + clinocloro + baritocelastina)	-
P-142	Calcita (+ cuarzo)	
P-141	Calcita (+ cuarzo+ baritina)	
P-132	Calcita (+ cuarzo + clinocloro)	Cuarzo, illmenita, óxido de Fe, filosilicato
P-129N	Calcita (+ cuarzo)	Cuarzo, silicato de Al+Fe
P-123	Calcita (+ cuarzo)	-
P-117	Calcita (+ cuarzo)	Cuarzo, illmenita, óxido de Fe, baritina, filosilicato
Sallent E		
CB-2N	-	Cuarzo, illmenita, otros silicatos
Sallent W		
SA-20N	Calcita (+ cuarzo)	Fluorita, cuarzo
SA-19	Calcita (+ cuarzo)	-
SA-14	Calcita (+ cuarzo)	-
SA-16 Inf N	Calcita (+ cuarzo)	-
SA-15N	Calcita (+ cuarzo)	-
SA-11	Calcita (+ cuarzo)	-
SA-8N	Calcita (+? trazas cuarzo)	Cuarzo, ilmenita

Tabla 7J. Resultados de los análisis de difracción de RX y observación con microscopio electrónico con electrones retrodispersados para las muestras de nódulos edáficos de Coll de Nargó.

	Difracción RX	Electrones retrodispersados
Coll de Pradell		
PC-25	Calcita + cuarzo	-
PC-24	Calcita (+ cuarzo)	-
PC-18	Calcita (+ cuarzo)	Cuarzo, óxido de Fe
PC-13	Calcita (+ cuarzo)	-
PC-10	Calcita (+ cuarzo)	Baritocelastina, cuarzo
PC-09	Calcita (+ cuarzo)	Cuarzo, óxido de Fe, óxido de Ti
PC-06	Calcite (+cuarzo) + ?trazas aragonito	-
PC-03	Calcita (+ cuarzo)	Cuarzo, óxido de Fe
Els Terrers		
NN	Calcita (+ cuarzo)	Cuarzo, óxido de Fe, ilmenita

Tabla 7K. Resultados de los análisis de difracción de RX y observación con microscopio electrónico con electrones retrodispersados para las muestras de nódulos edáficos de Vallcebre.

	Ca ppm	Ba ppm	Fe ppm	Mg ppm	Mn ppm	S ppm	Sr ppm
Can Bertran							
CB-1BA	369314	81	27	650			3195
CB-1Cgruixut	383148	66	366	965			3525
CB1-Cprim	359526	184	527	1317	211	263	4583
Pinyes							
P-143	403030	40	640	808	202	370	5589
P-138	400209	85	503	1131	188	440	3770
P-135	406695	63	251	722		377	9916
P-136A	407481	42	474	673		274	4663
P-133	402111		198	554		277	11280
P-131A1	322912	501	430	465	179	2506	8556
P-129D	335569		466	1195		292	3294
P-129F	387901		346	864		247	4222
P-127O	394655	393	362	931	155	4138	16397
P-127A	400331	315	232	927		1821	10430
P-126B	366942		298	1215		496	3025
P-112C	369077	434	567	1235	167	334	1769
P-112A	383314		617	857		206	2023
P-109	405732	51	366	439		183	2927
Sallent E							
CB-2A	384615	185	585	831	154		615
CB-2B	368314	64	226	773			709
CB-2C esq	370930	465	233	659			1202
Sallent W							
SA-21Ou	392549	140	140	454		454	4226
SA-17Ou	397240	35	27	561		134	1630
CB-3F	383267	144	120	571			541
SA-16 Sup Ou	412500		86	573			716
CB-3E	413694	48	127	478			414
SA-10Ou	386876		130	618			423
SA-7Ou	407707		205	761			937
SA-9Ou	382902		1192	1036	155		570
CB-3A	428736		201	690			862

Tabla 7L. Resultados de los análisis de elementos traza para las muestras de huevos de Coll de Nargó. Las celdas en blanco corresponden a aquellos valores por debajo del límite de detección.

	Ba ppm	Ca ppm	Fe ppm	Mg ppm	Mn ppm	S ppm	Sr ppm
Pinyes							
P-155		388256	809	1078	2481		413
P-154							
P-153							
P-152N	524	356510	1413	1409	1025	222	416
P-151							
P-150	29	356956	1457	2079	1260	131	687
P-147N		339983	2359	2334	695	298	596
P-146	16	130946	1302	737	235	110	329
P-143N	14182	319956	2650	2323	1014	12203	28822
P-142		369840	1329	2262	339	254	594
P-141	4837	328983	1747	2073	950	1344	749
P-132		391216	1090	2458	329	253	583
P-129N		390798	736	2301	245	153	429
P-123		347929	2041	1420	643	155	355
P-117	70	343561	1815	1867	804	311	493
Sallent E							
CB-2N		362250	633	1688			246
Sallent W							
SA-20N		381791	241	453	181		211
SA-19		376764	423	706			226
SA-14		389463	379	1043		0	285
SA-16 Sup N							
SA-16 Inf N		368874	762	2152			530
SA-15N		405594	210	1364			315
SA-11		398846	441	661			252
SA-8N		405696	316	475			222

Tabla 7M. Resultados de los análisis de elementos traza para las muestras de nódulos edáficos de Coll de Nargó. Las celdas en blanco corresponden a aquellos valores por debajo del límite de detección.

	Ca ppm	Ba ppm	Fe ppm	Mg ppm	Mn ppm	S ppm	Sr ppm
Coll de Pradell							
CP-1A	335028		282	1582	339	565	1977
Els Terrers							
J-BAR-01	357835	57	28	1738	399	285	2507
NO	409470		265	1061	265	379	2424
N-MAÇ-08D	381281		158	768	325	296	2128
K	369759		137	687	241	343	1684
M	353114	696	110	1209	293	733	5055
Zc	402993	281	196	589	281	1768	7437
LO	379894	291	185	767	317	529	2513
Ac	346667	83	139	1056	556	278	2139
Fumanya Nord							
FN-01A	372202		433	939		361	2708
Fumanya Sud							
FS-08 (B-FUM-010)	386755		1656	2086		331	1954
La Font del Bullidor							
A-FIG-05-B	398168		325	1299		500	2323
Les Quijoles							
LQ-2	378708	151	121	817		303	1968
LQ-1A	309748	73	195	731	244	244	2071
Mina Tumí							
E-MUN-03	382478		668	1191		290	2933
E-MUN-01	396442		110	920		368	1951
Peguera							
PEGUERA-1	391525	107	401	1204	268	268	2783
No situadas							
I-COM-07	395322	58	117	643		585	2632
D-VAL-01	362764	58	29	1324	259	288	3282

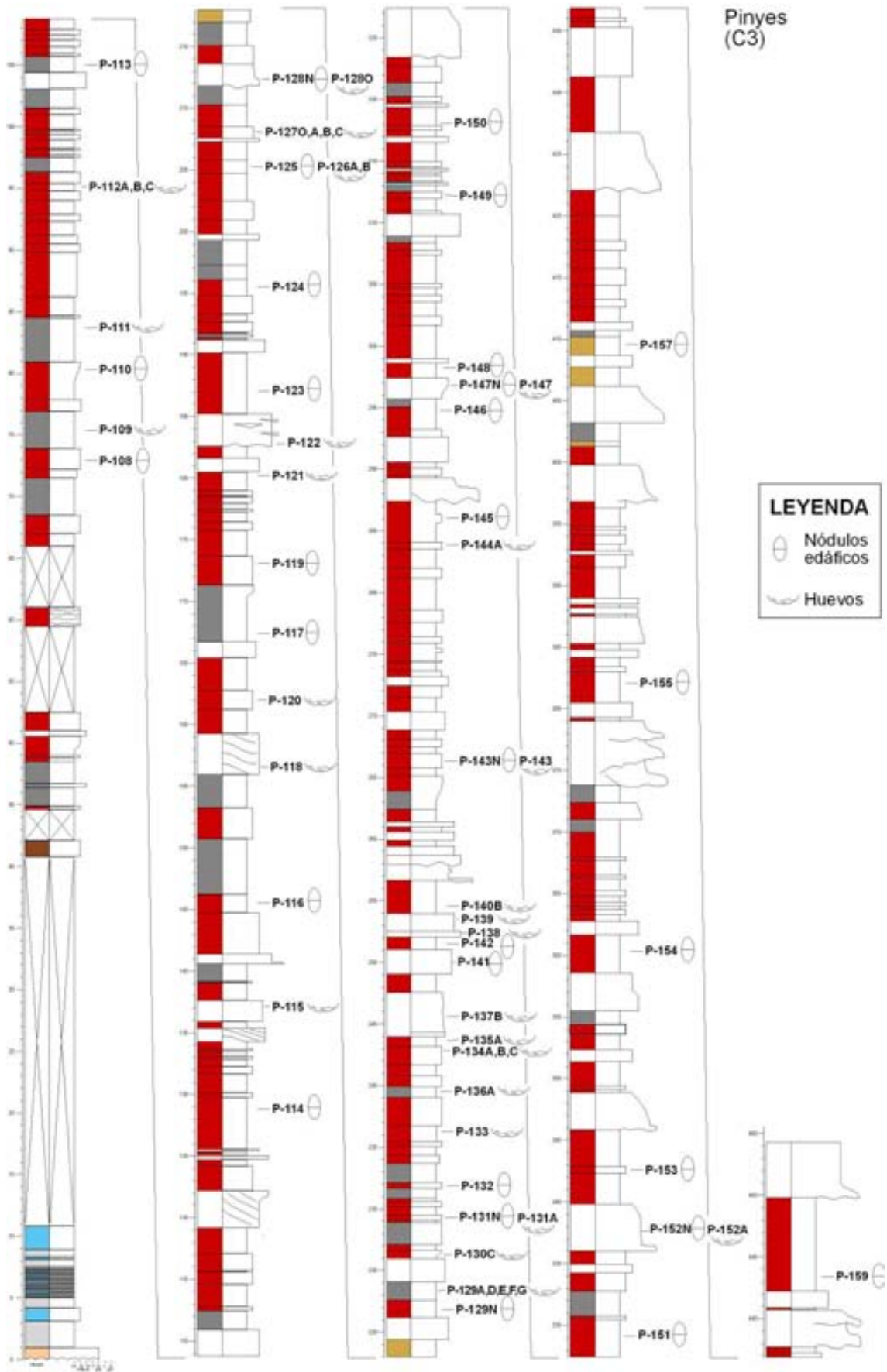
Tabla 7N. Resultados de los análisis de elementos traza para las muestras de huevos de Vallcebre. Las celdas en blanco corresponden a aquellos valores por debajo del límite de detección.

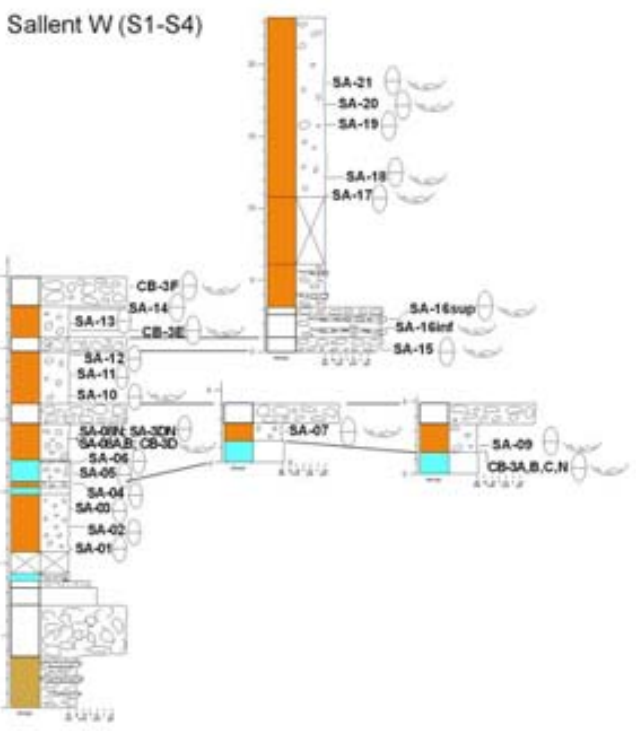
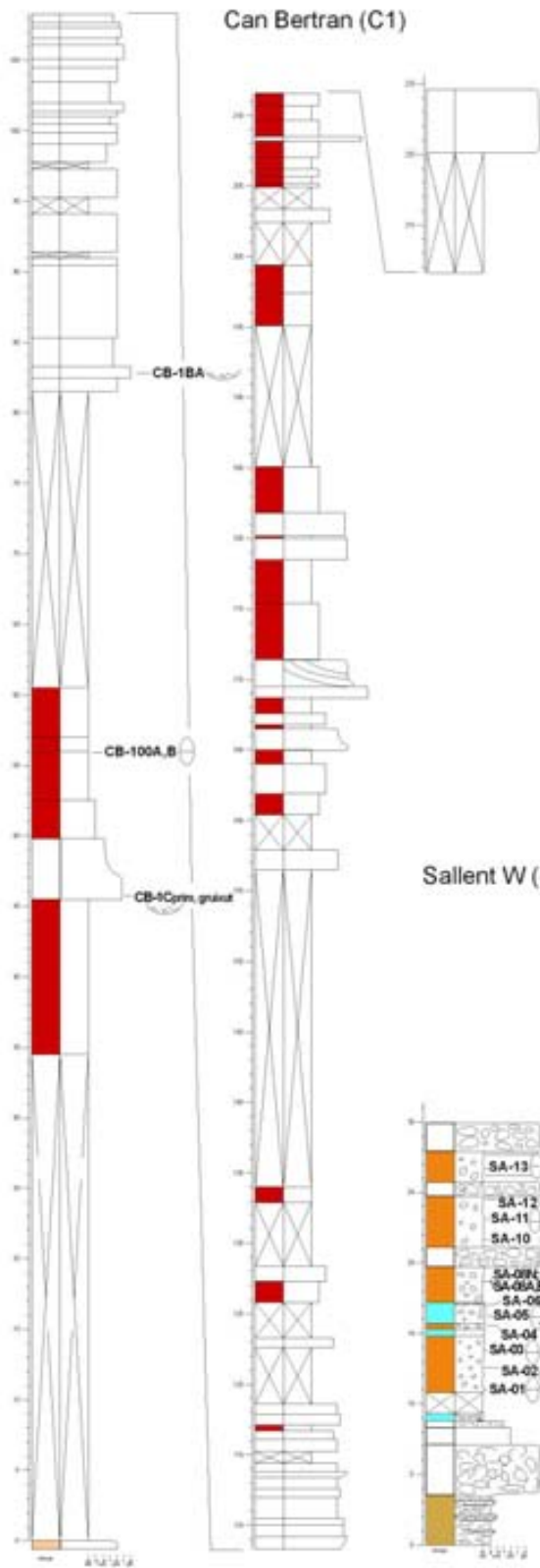
	Ba ppm	Ca ppm	Fe ppm	Mg ppm	Mn ppm	S ppm	Sr ppm
Coll de Pradell							
PC-25		173023	391	1256	223		223
PC-24		305307	177	1026	460		177
PC-18		294769	336	3624	672	374	336
PC-13	56	289645	420	1175	5513	280	252
PC-10		335172	276	1621	414	345	241
PC-09		348412	386	2781	1416	258	335
PC-06	28954	315837	269	1584	926	12550	12042
PC-03		327611	485	634	2164		187
Els Terrers							
NN		321511	688	1233	3442	229	315

Tabla 7O. Resultados de los análisis de elementos traza para las muestras de nódulos edáficos de Vallcebre. Las celdas en blanco corresponden a aquellos valores por debajo del límite de detección.

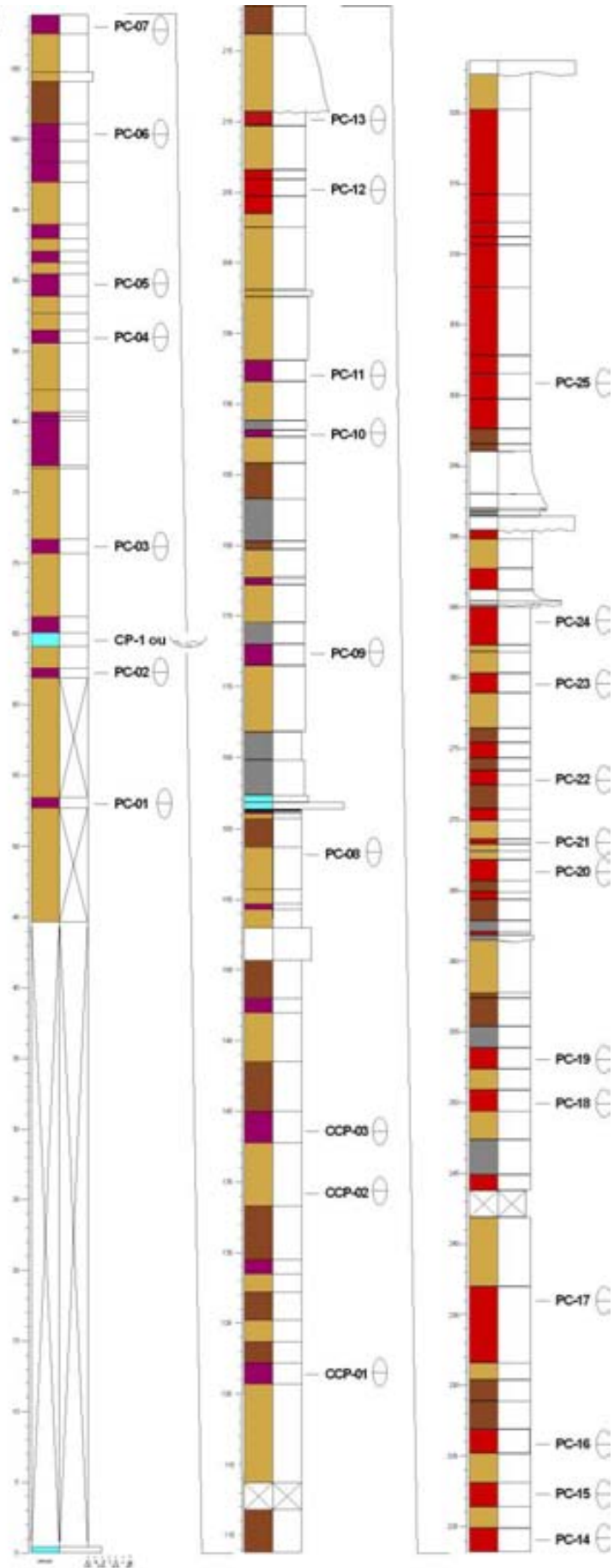
Anexo 7P. Secciones estratigráficas

Ver situación en Anexos 1 y 2

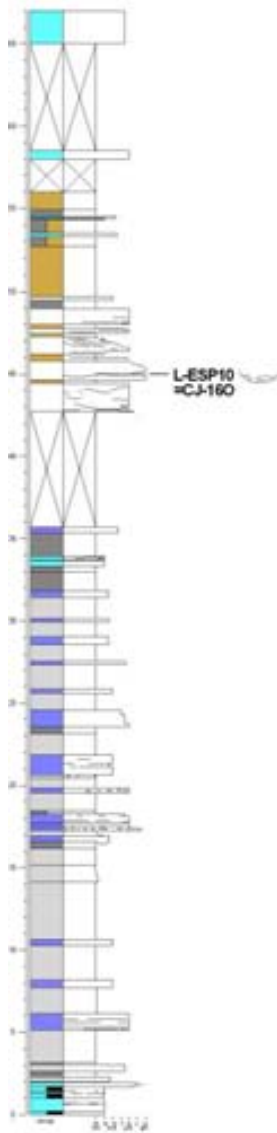




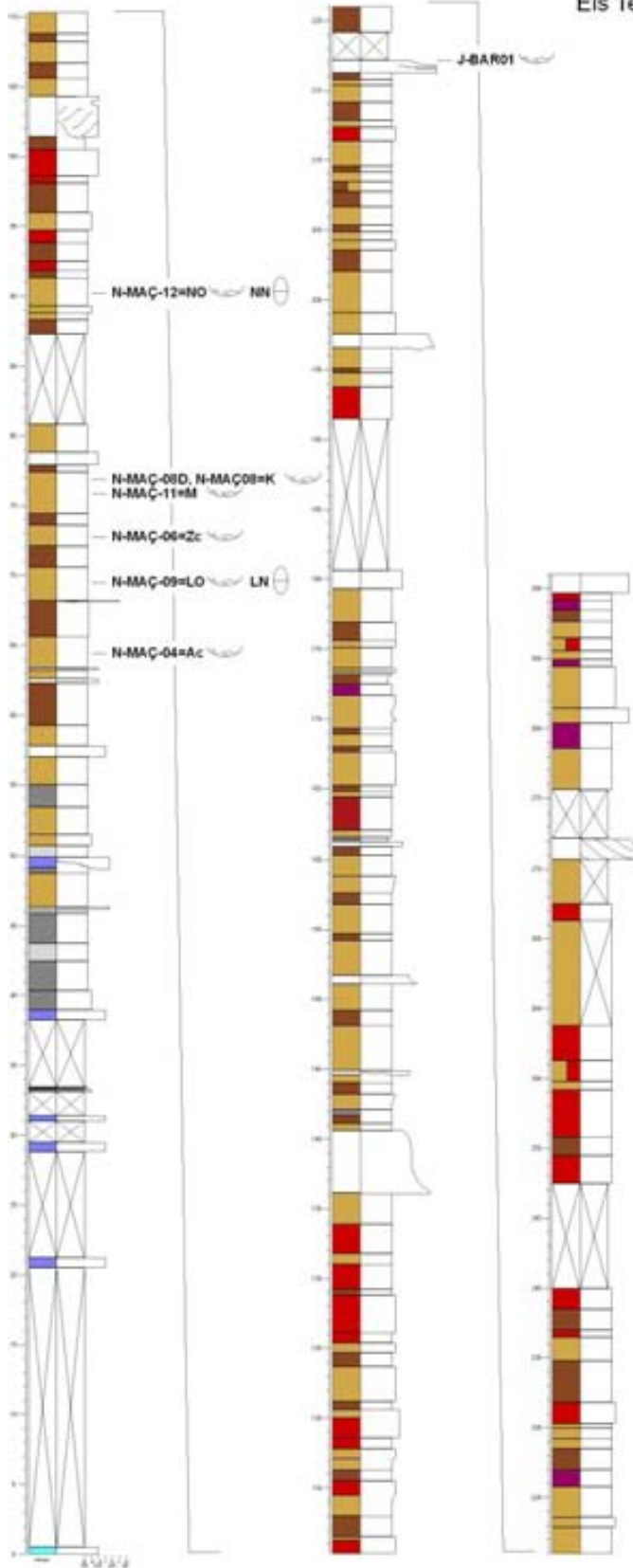
Coll de Pradell (V7)



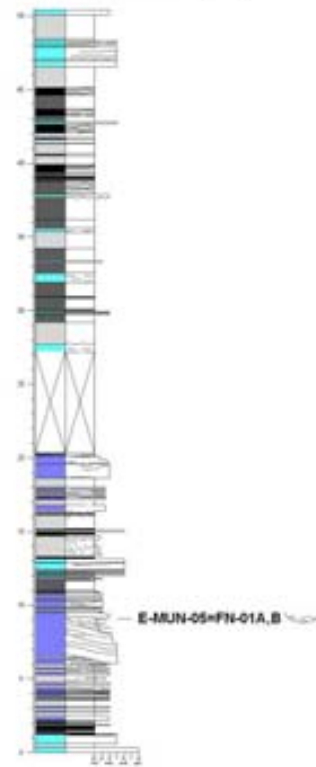
Coll de Jou (V1)



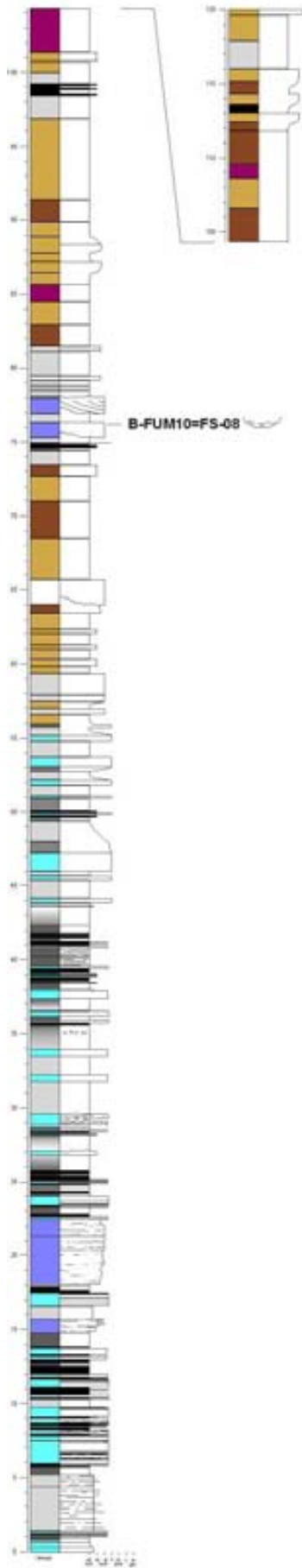
Els Terrers (V14)



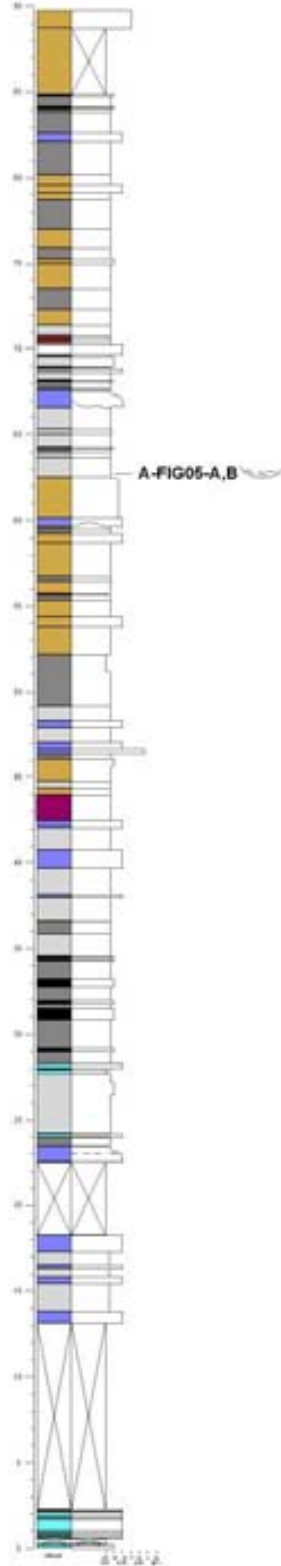
Fumanya Nord (V9)



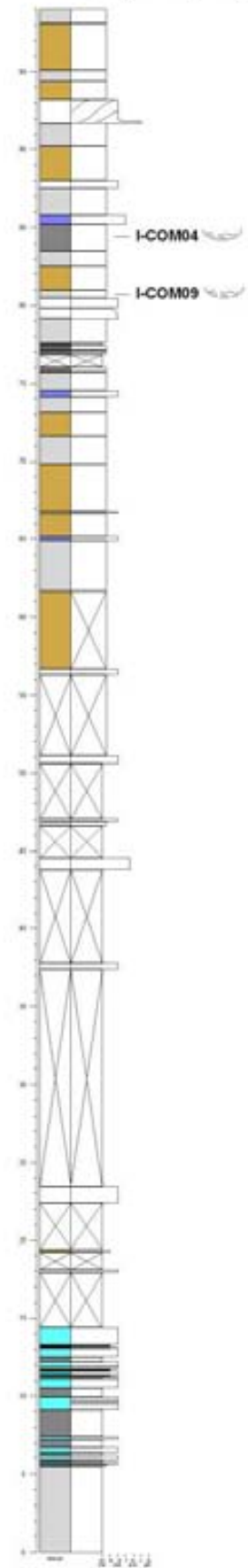
Fumanya Sud (V6)



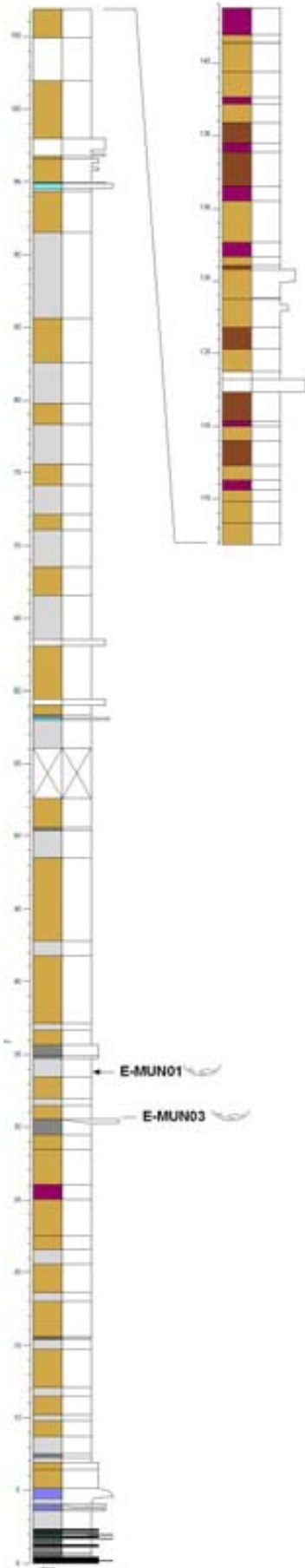
La Font del Bullidor (V5)



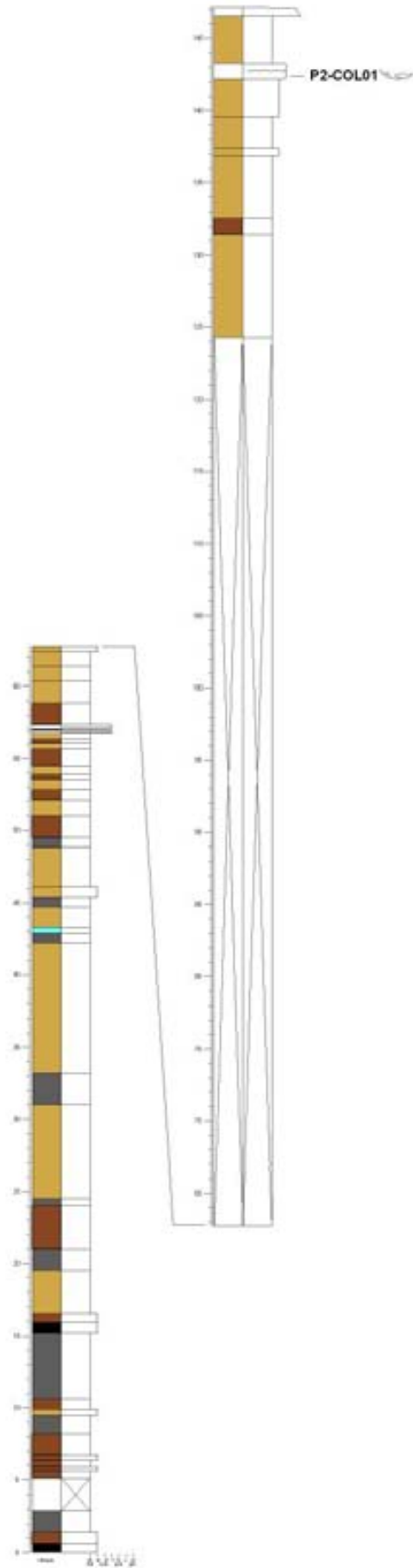
Les Quijoles (V12)



Mina Tumi (V10)



Peguera (V3)



Anexo 8

La transición entre los materiales marinos y la unidad gris

