

Caracterización y significado ambiental de depósitos tobáceos neógenos en la Cuenca del Ebro.

Comparación con ambientes Cuaternarios

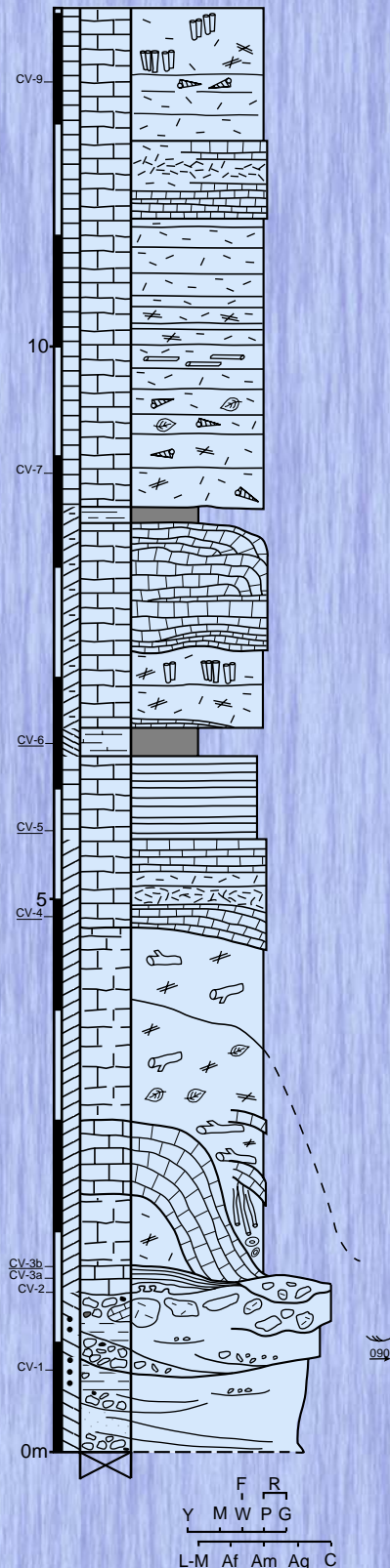
Marta Vázquez Urbez

2008

Estratigrafía

Ciencias de la Tierra

Universidad de Zaragoza



Tesis Doctoral



TESIS DOCTORAL

Directores: Concepción ARENAS ABAD y Gonzalo PARDO TIRAPU

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA

FACULTAD DE CIENCIAS

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA

Área de Estratigrafía

*Caracterización y significado ambiental de
depósitos tobáceos neógenos en la
Cuenca del Ebro.
Comparación con ambientes Cuaternarios*

Marta Vázquez Urbez

Zaragoza, Julio 2008

Esta memoria, presentada por Dña. Marta Vázquez Urbez para optar al grado de DOCTOR EN CIENCIAS GEOLÓGICAS, ha sido realizada bajo la dirección de la Dra. Dña. Concepción Arenas Abad y del Dr. D. Gonzalo Pardo Tirapu en el Área de Estratigrafía del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza.

Zaragoza, julio 2008

Concepción Arenas Abad

Gonzalo Pardo Tirapu

a Sechu

AGRADECIMIENTOS

En estas líneas quiero dar las gracias a todas las personas que han estado a mi alrededor, ayudándome y apoyándome, en los años de realización de este trabajo. Se trata seguramente del uno de los momentos más gratos de los últimos años, ya que me permite recordar a la gente que ha compartido mi vida en este tiempo, pero también visualizar algunos de los momentos que he vivido con ellos y, aunque solamente sea en este pequeño apartado, quisiera devolver un poco de la amistad y cariño que he recibido.

En primer lugar, y de forma muy especial, quiero dar las gracias a los directores de este trabajo: Concha Arenas y Gonzalo Pardo, profesores de la Universidad de Zaragoza. Ellos han sido las personas que me han introducido en el mundo de la investigación, pero sobre todo me han enseñado a plantear los problemas y buscar posibles soluciones, contrastando y discutiendo las hipótesis planteadas, todo ello con una completa disponibilidad de tiempo y de entusiasmo. Han sido unos maravillosos compañeros de trabajo que me han animado en los momentos menos buenos y me han ilusionado en el día a día.

Quiero también agradecer a los demás profesores del Área de Estratigrafía de la Universidad de Zaragoza, sus interesantes sugerencias, las dudas resueltas, los préstamos de artículos y de libros, pero especialmente, el apoyo e interés mostrado en la evolución de este trabajo.

Ha sido para mí una suerte formar parte de un amplio grupo de trabajo dedicado al estudio de sistemas tobáceos y constituido, además de por mis directores de tesis, por profesores de otras áreas de conocimiento (tanto geólogos como geógrafos), lo que me ha permitido conocer otros enfoques y formas de trabajo. Por ello quiero dar las gracias a los profesores Luís Auqué, Luís Alberto Longares, M^a Victoria Lozano, Cinta Osácar, José Luís Peña y Carlos Sancho cuyos acertados comentarios, charlas y discusiones han enriquecido el trabajo y mi forma de ver los sistemas tobáceos, siempre con un trato cercano y cordial. Cinta gracias por los análisis de rayos X y Carlos gracias por el continuo interés en buscar nuevas formas de datar las tobas del río Piedra.

La Dra. Ana M^a Alonso Zarza ha mostrado un constante interés en la evolución de este trabajo, sus comentarios a pie de afloramiento me han servido para comprender mejor la génesis y transformaciones posteriores de los sedimentos carbonatados y, especialmente, quiero agradecer su cordialidad y alegría en todas las ocasiones en que hemos coincidido.

El Dr. Blas Valero nos enseñó el funcionamiento de las hermosas lagunas saladas de la zona de Bujaraloz-Caspe, aportándome una nueva visión de los sistemas lacustres.

Los Drs. M^a Ángeles García del Cura, Juan Antonio González y Salvador Ordóñez nos mostraron el espectacular conjunto de lagunas escalonadas de Ruidera. Sus agradables explicaciones y oportunos comentarios me han servido para comprender las notables diferencias existentes entre los sistemas de Ruidera y de los ríos Piedra y Mesa.

El Dr. Xabier Murelaga que apareció como un milagro para estudiar los restos de vertebrados que habíamos encontrado en la laderas de la Muela de Borja, quiero agradecer su rápido y concienzudo trabajo a la hora de estudiar los nuevos yacimientos, así como su labor de revisión de los ya conocidos. Su tarea ha permitido ajustar la edad de las UTSs reconocidas en el sector de Borja.

El Dr. Antonio Casas ha aportado su amplio conocimiento sobre la estructuración del margen ibérico de la Cuenca del Ebro y sus valiosas sugerencias están plasmadas en el apartado que trata sobre el final del relleno de la cuenca.

El Dr. José Manuel González López ha estado siempre dispuesto a enseñarme a interpretar los datos de los análisis de rayos X y además tengo que agradecer el trabajo y las molestias que se tomó cuando decidimos embarcarnos en la aventura de estudiar los minerales de las arcillas.

El Dr. Enrique Arranz me ha ayudado en la realización de fotografías de láminas delgadas

tomadas en el Laboratorio de Fotografía Microscópica.

El Dr. Clemente Recio y su equipo en el Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca han tenido un especial cuidado en la realización de los análisis de los isótopos de carbono y oxígeno, siempre atento a resolver cualquiera de las dudas que nos ha surgido a lo largo del tiempo. De igual forma, quiero agradecer el trabajo realizado por el Laboratorio de Isótopos Estables de El Zaidín (Granada).

Las personas que a lo largo de los años han trabajado en el Servicio de Publicaciones y en los Servicios de Apoyo a la Investigación de la Universidad de Zaragoza (Difracción de rayos X, Tratamiento digital de imagen, Preparación de rocas y materiales duros y Microscopia electrónica) y de Barcelona (Microscopia electrónica) me han facilitado el trabajo con su experiencia y buen hacer.

Quiero agradecer igualmente el trabajo de datación realizado en diversos centros de análisis: Radiocarbon Laboratory (University of Zurich-Irchel), Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular (Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, Madrid), School of Earth Sciences (University of Melbourne), Centre d'Études et de Recherches Appliquées au Karst (Faculté Polytechnique de Mons), Luminiscence Dating Laboratory (Australian National University) e Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera" (CSIC).

Tengo que agradecer a todo el equipo de Didáctica de las Ciencias Experimentales de la Facultad de Educación y, en especial, a los Drs. Ángel Cortes, Begoña Martínez y M^a José Gil, todo lo que he aprendido y disfrutado con el trabajo y con su compañía durante el tiempo que duró el proyecto OIKOS.

Han sido muchos los compañeros becarios y no becarios en el Departamento de Ciencias de la Tierra con los que he compartido grandes momentos, muchas veces en torno a un café, en especial quiero recordar a Ana Pilar Bordonaba, Javier Ramajo, Juanjo Cepria, Javier Pérez-Rivarés, Pedro Huerta, Ruth Soto, Javier Ipas, Juan Rofes y Teresa Ubide, entre otros muchos, que siempre me han ayudado y estimulado a continuar.

Debo resaltar a dos personas que, tras pasando el carácter de compañeros, se han convertido en dos de mis mejores amigos: Belén Franco y Carlos Galé. Ha sido estupendo tenerlos todo este tiempo en la facultad, sin vuestra compañía estos años habrían sido menos luminosos.

Ya fuera del ámbito de la universidad, quiero dar las gracias por todo el apoyo e interés que han mostrado mis amigos, pero sobre todo por estar ahí siempre. Gracias a Ana y a M^a Jo. Gracias a Gema, a Susana, a Cristina, a Elena y a Patricia.

El apoyo y la ayuda de mis padres, de mi hermano y de Nely, de mis suegros, en definitiva de esa pequeña-gran familia que tengo, ha sido fundamental para poder llevar a cabo este trabajo, su confianza en el resultado final, su interés aunque les sonara todo a chino y, sobre todo, su cariño, han servido para animarme y decidirme a continuar.

Es difícil escribir todo lo que tengo que agradecer a Sechu que ha sido una fuente inagotable de ánimo, de aliento y de cariño, que ha sufrido el trabajo desde el principio al final, que me ha escuchado y comprendido, son tantas cosas que creo que se las diré todas, poco a poco, en privado.

A todos, mi gratitud y mi cariño.

Este trabajo ha sido realizado como becaria predoctoral de la Diputación General de Aragón y financiado por los proyectos de investigación con referencia PB97-0882-C03-02 del Ministerio de Educación y Cultura y REN2002-3575/CLI y CGL2006-05063/BTE del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

ÍNDICE

Introducción general	1
Bloque I- Depósitos neógenos de la Cuenca del Ebro en el área de Borja-Tarazona	
1- Introducción	3
1.1- Situación geográfica	5
1.2- Situación geológica	8
1.3- Antecedentes	11
1.3.1- Estratigrafía	11
1.3.2- Paleogeografía	15
1.4- Objetivos concretos	23
1.5- Metodología	24
2- Estratigrafía	27
2.1- Introducción	29
2.2- Descripción de perfiles	34
2.2.1- Perfil de Lugar	34
2.2.2- Perfil de Lugar Sur	39
2.2.3- Perfil de Borja	41
2.2.4- Perfil de Vulcafrailes	49
2.2.5- Perfil de Caragüelles Sur	52
2.2.6- Perfil de Los Traches	55
2.2.7- Perfil de Valdebelengue	58
2.2.8- Perfil de Bracicos	62
2.2.9- Perfil de Matamala	63
2.2.10- Perfil de La Ermita de San Roque	65
2.2.11- Perfil de Boquerón Norte	68
2.2.12- Perfil de Puntal del Peñasco	69
2.2.13- Perfil de El Moncín	70
2.2.14- Perfil de El Calvario	72
2.2.15- Perfil de La Zarzuela	73
2.2.16- Perfil de Codazamarrera	75
2.3- Correlación y cronoestratigrafía	78
2.3.1- Correlación y evolución vertical	78
2.3.2- Cronoestratigrafía: datos paleontológicos	82
Descripción de los yacimientos	
2.3.3- Discusión y datación de las unidades genéticas	89
3- Sedimentología	95
3.1- Introducción	97
3.2- Descripción de facies	102
3.2.1- Facies de Conglomerados lenticulares con estratificación cruzada (Glc)	102
3.2.2- Facies de Conglomerados tabulares granocrecientes (Gtgc)	104
3.2.3- Facies de Conglomerados tabulares masivos (Gtm)	105
3.2.4- Facies de Areniscas lenticulares con estratificación cruzada (Alc)	107
3.2.5- Facies de Areniscas con cuerpos sigmoidales (As)	108
3.2.6- Facies de Areniscas tabulares (At)	110
3.2.7- Facies de Lutitas masivas (Lm)	111
3.2.8- Facies de Carbón (C)	112
3.2.9- Facies de Margas (Mm y MI)	113
3.2.10- Facies de Calizas masivas (Cmb y Cmn)	114
3.2.11- Facies de Calizas oncolíticas (Co)	122
3.2.12- Facies de Calizas bioclásticas (Cbg, Cbc y Cbt)	128
3.2.13- Facies de Calizas de tallos verticales (Ctv)	134
3.2.14- Facies de Estromatolitos (Ce)	138
3.2.15- Facies de Calizas intraclásticas (Ci)	141
3.3- Asociaciones de facies	144
Secuencias Detríticas	
3.3.1- Secuencia 1	144
3.3.2- Secuencia 2	146
Secuencias Mixtas Detrítico-Carbonatadas	

3.3.3- Secuencia 3	147
3.3.4- Secuencia 4	148
3.3.5- Secuencia 5	152
3.3.6- Secuencia 6	152
Secuencias Carbonatadas	
3.3.7- Secuencia 7	154
3.3.8- Secuencia 8	157
3.4- Distribución espacial y temporal de facies	160
3.4.1- UTSs T ₆ y T ₇	160
Mapa de facies T ₇ -1	
Mapa de facies T ₇ -2	
Esquemas de distribución de ambientes sedimentarios para la unidad T ₇	
3.4.2- UTS T ₈	165
Mapa de facies T ₈ -1	
Mapa de facies T ₈ -2	
Mapa de facies T ₈ -3	
Mapa de facies T ₈ -4	
Mapa de facies T ₈ -5	
Mapa de facies T ₈ -6	
Esquemas de distribución de ambientes sedimentarios para la unidad T ₈	
3.5- Modelos de sedimentación	173
3.5.1- Modelo sedimentario para las unidades inferiores (T ₆ y T ₇).....	173
3.5.2- Modelo sedimentario para la unidad superior (T ₈).....	174
3.6- Consideraciones finales: comparación de las unidades T ₇ y T ₈	178
4- Geoquímica	183
4.1- Elementos trazas.....	185
4.1.1- Introducción.....	185
4.1.2- Materiales analizados y métodos.....	185
4.1.3- Resultados	186
4.2- Isótopos estables.....	191
4.2.1- Introducción.....	191
4.2.2- Materiales analizados y métodos.....	196
4.2.3- Resultados	200
4.2.3.1- Evolución temporal de la composición isotópica.....	200
4.2.3.2- Composición isotópica de las facies	202
A- Composición isotópica de las facies de las unidades T ₆ y T ₇	
Evolución isotópica de una secuencia 4a	
B- Composición isotópica de las facies de la unidad T ₈	
Evolución isotópica de una secuencia 6b	
Evolución isotópica de una secuencia 7a	
4.2.3.3- Variaciones espaciales de la composición isotópica	211
A- Variaciones espaciales para las unidades T ₆ y T ₇	
B- Variaciones espaciales para la unidad T ₈	
4.3- Discusión	214
5- Problemas planteados.....	219
5.1- Generalización de las facies tobáceas en la unidad T ₈	221
5.2- Los datos geoquímicos.....	222
5.3- Las secuencias de expansión lacustre en la unidad T ₈	223

Bloque II- Sistemas tobáceos cuaternarios de la Cordillera Ibérica

6- Introducción.....	225
6.1- Situación geográfica.....	228
6.2- Situación geológica	230
6.3- Antecedentes	233
6.3.1- Antecedentes regionales.....	233
6.3.2- Antecedentes sobre sedimentología de sistemas tobáceos.....	237
6.4- Objetivos concretos.....	249
6.5- Metodología	250
7- Estratigrafía.....	253
7.1- Introducción	255

7.2- Descripción de perfiles. Río Piedra.....	257
7.2.1- Perfil del Arco de la Yedra.....	257
7.2.2- Perfil de La Requijada Sur 0.....	257
7.2.3- Perfil de La Requijada Sur 1.....	260
7.2.4- Perfil de La Requijada Sur 2.....	265
7.2.5- Perfil del Barranco de Los Arcos 1.....	267
7.2.6- Perfil del Barranco de Los Arcos 2.....	269
7.2.7- Perfil de Peña del Diablo.....	271
7.2.8- Perfil de la Ermita La Blanca.....	272
7.2.9- Perfil de Nuévalos Viejo.....	274
7.3- Descripción de perfiles. Río Mesa.....	278
7.3.1- Perfil de Jesús Nazareno Oeste.....	278
7.3.2- Perfil de Jesús Nazareno Este.....	279
7.3.3- Perfil de Los Villarejos Norte.....	282
7.3.4- Perfil de las Casas de los Villarejos.....	283
7.3.5- Perfil de La Rinconada.....	285
7.4- Correlación y cronoestratigrafía.....	288
8- Sedimentología.....	295
8.1- Introducción.....	297
8.2- Descripción de facies.....	302
8.2.1- Facies de Conglomerados lenticulares con estratificación cruzada (Glc).....	302
8.2.2- Facies de Conglomerados tabulares masivos (Gtm).....	303
8.2.3- Facies de Conglomerados cuneiformes desorganizados (Gcd).....	304
8.2.4- Facies de Areniscas lenticulares con estratificación cruzada (Alc).....	306
8.2.5- Facies de Arenas y Limos tabulares con laminación paralela (Ath).....	308
8.2.6- Facies de Lutitas masivas (Lm).....	309
8.2.7- Facies de Carbón (C).....	309
8.2.8- Facies de Margas masivas (Mm).....	310
8.2.9- Facies de Calizas oncolíticas (Co).....	311
8.2.10- Facies de Calizas estromatolíticas (Ce).....	315
8.2.11- Facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos (Cbg).....	318
8.2.12- Facies de Calizas de carofitas (Cc).....	321
8.2.13- Facies de Calizas de tallos verticales (Ctv).....	324
8.2.14- Facies de Calizas bioclásticas de tallos (Cbt).....	326
8.2.15- Facies de Calizas de briofitas (Cbr).....	329
8.2.16- Facies de Calizas de tallos colgantes (Ctc).....	332
8.2.17- Facies de Espeleotemas (E).....	336
8.3- Asociaciones de facies.....	339
Secuencias Mixtas Detrítico-Carbonatadas	
8.3.1- Secuencia 9.....	339
8.3.2- Secuencia 10.....	343
8.3.3- Secuencia 11.....	344
Secuencias Carbonatadas	
8.3.4- Secuencia 12.....	345
8.3.5- Secuencia 13.....	347
8.3.6- Secuencia 14.....	348
8.4- Análisis de depósitos.....	350
8.4.1- La Requijada.....	350
8.4.2- Los Bancales.....	352
8.4.3- Barranco de los Arcos 5.....	356
8.4.4- Los Chorreaderos.....	358
8.4.5- Jesús Nazareno Este.....	359
8.4.6- Los Villarejos Norte.....	361
8.5- Modelo de sedimentación.....	364
9- Geoquímica.....	371
9.1- Introducción.....	373
9.2- Materiales analizados y métodos.....	375
9.3- Resultados.....	379
9.3.1- Caracterización isotópica de los depósitos tobáceos de los ríos Piedra y Mesa.....	379
9.3.2- Composición isotópica de las facies.....	380
Composición isotópica de la facies de Calizas estromatolíticas (Ce)	
9.4- Discusión.....	387

Bloque III- Análisis comparativo de los sistemas tobáceos de la UTS T₈ y del Cuaternario

10- Introducción	393
11- Aspectos sedimentológicos	399
11.1- Facies.....	401
11.2- Secuencias	404
11.3- Modelos de sedimentación.....	408
Modelo unidad T ₈	
Modelo Piedra-Mesa	
11.4- Resumen: Piedra-Mesa <i>versus</i> T ₈	412
12- Geoquímica.....	415
12.1- Caracterización isotópica de los depósitos Neógenos y Cuaternarios.....	417
12.2- Composición isotópica de las facies Neógenas y Cuaternarias.....	419
12.3- Comparación de la unidad T ₈ con los depósitos actuales del río Piedra	420
12.4- Comparación de la unidad T ₈ con algunos depósitos carbonatados post-T ₇ de la Cuenca del Ebro: Urrea de Jalón	422
12.5- Discusión	424

Bloque IV- Hipótesis sobre la evolución del relleno final de la Cuenca del Ebro

13- Clima.....	429
14- Paleogeografía.....	437

Conclusiones	447
---------------------------	-----

Bibliografía	455
---------------------------	-----

Anexos	Volumen II
---------------------	------------

A- Perfiles estratigráficos levantados en el sector de Borja-Tarazona

B- Perfiles estratigráficos levantados en los depósitos tobáceos de los ríos Piedra y Mesa

INTRODUCCIÓN GENERAL

El registro sedimentario del final del relleno de la Cuenca terciaria del Ebro, en su sector central, viene dado por depósitos carbonatados en los que se reconoce un neto predominio de las facies tobáceas *s.l.* Estos depósitos presentan un afloramiento prácticamente residual, limitado al área de Borja-Tarazona. Han sido denominados de manera informal como Formación Muela de Borja por Inglès *et al.* (1998) y asignados a la unidad genética más alta de las caracterizadas en el sector y en el conjunto de la cuenca por Pérez *et al.* (1988a), Villena *et al.* (1992 y 1996a), Muñoz *et al.* (2002) y Pardo *et al.* (2004).

El interés de estos depósitos tobáceos radica en que ofrecen un fuerte contraste con los que caracterizan las etapas previas de sedimentación en la Cuenca del Ebro, que corresponden a facies aluviales y lacustres de carácter endorreico. El paso de unos a otros sugiere un cambio importante en las condiciones paleoclimáticas y paleogeográficas, si no en toda la cuenca, sí al menos en el sector en que se reconocen.

Con esta óptica, los objetivos generales que se plantean para este trabajo son:

- 1- Caracterizar desde el punto de vista sedimentológico las formaciones tobáceas que se generaron durante la fase final del relleno de la Cuenca del Ebro.
- 2- Establecer las condiciones ambientales en que tuvo lugar su depósito.
- 3- Comparar estas facies tobáceas con las facies subyacentes en la misma área, para tratar de conocer las pautas de evolución paleogeográfica y climática durante las últimas fases de relleno de la cuenca.

Para la consecución de estos objetivos generales se hace preciso comparar las facies tobáceas objeto de estudio con otras similares cuyo ambiente de depósito, en términos genéricos, sea conocido, y que sirvan, por tanto, como modelo de referencia en cuanto a organización y procesos generadores de las mismas. A tal fin se ha estimado, como más apropiado, introducir el estudio detallado de sistemas tobáceos cuaternarios, en concreto los formados por la dinámica de los ríos Mesa y Piedra en la Cordillera Ibérica.

Con estas premisas, el presente trabajo se estructura en cuatro bloques:

I- Se tratarán los depósitos neógenos de la Cuenca del Ebro en el área de Borja-Tarazona, comparando desde el punto de vista sedimentológico y geoquímico las últimas unidades de relleno.

II- Se estudiarán los sistemas tobáceos cuaternarios de los ríos Mesa y Piedra, en la Cordillera Ibérica: organización lateral y vertical de los depósitos, facies y subambientes.

III- Se realizará la comparación entre los sistemas tobáceos estudiados en la Cordillera Ibérica y en la Cuenca del Ebro.

IV- Se intentará establecer el significado de los depósitos tobáceos de la Cuenca del Ebro en la evolución paleogeográfica final de la cuenca.

BLOQUE I

DEPÓSITOS NEÓGENOS DE LA CUENCA DEL EBRO EN EL ÁREA DE BORJA-TARAZONA

1- INTRODUCCIÓN

1.1- Situación geográfica

1.2- Situación geológica

1.3- Antecedentes

1.3.1- Estratigrafía

1.3.2- Paleogeografía

1.4- Objetivos concretos

1.5- Metodología

I: DEPÓSITOS NEÓGENOS DE LA CUENCA DEL EBRO EN EL ÁREA DE BORJA-TARAZONA

1-INTRODUCCIÓN

1.1-SITUACIÓN GEOGRÁFICA

El área de estudio comprende el sector de Borja-Tarazona donde se localiza la Muela de Borja. Este relieve se sitúa en la parte más occidental del sector central de la Depresión del Ebro, en las proximidades del Somontano del Moncayo, entre los ríos Queiles y Huecha (fig. 1.1A). Administrativamente pertenece a la provincia de Zaragoza, a caballo entre las comarcas de *Campo de Borja* y de *Tarazona y el Moncayo*; queda incluida en los términos municipales de Borja, Bulbiente, El Buste, Tarazona y Vera del Moncayo (fig. 1.1B). En cuanto a su situación en el mapa topográfico de España a escala 1:50.000 aparece en el cuadrante sudeste de la hoja nº 320 (Tarazona de Aragón) y en el margen noreste de la hoja nº 352 (Tabuena).

La Muela de Borja constituye una plataforma estructural que alcanza una altura máxima de 805 m (Cerro del Boquerón). El techo de la muela ocupa una extensión aproximada de 42 km². La disposición prácticamente horizontal de los depósitos terciarios y la presencia de potentes estratos carbonatados en el techo de la serie han condicionado su configuración como una planicie o “muela”, que solamente se halla interrumpida por algunas pequeñas depresiones de origen cárstico y por las entalladuras de los barrancos de Arbolitas y de El Moncín, que han penetrado profundamente hacia el oeste y tienden a escindir la muela en dos unidades morfológicas (fig. 1.1B).

El clima de las comarcas de Borja y Tarazona, dentro de su carácter mediterráneo, muestra cierto matiz continental con balance pluviométrico negativo. En los periodos invernales presenta influencia atlántica cuya característica más destacable es el viento del NO, frío y seco. Los contrastes térmicos diurnos y estacionales son muy acusados, con temperaturas medias anuales mínimas de aproximadamente 7,5-8,5° y máximas de 19-20°. Las precipitaciones son escasas, situándose en un promedio de 350 mm en zonas bajas y de 450 mm en zonas más elevadas.

La vegetación en este sector de la depresión del Ebro tiene carácter estepario; en la zona de la Muela de Borja puede estar interrumpida por manchones de encinas y carrascales, así como de pinares fruto de la repoblación. La estepa la representan tomillos, romeros, aliagas, espliegos y sisallos. La utilización del suelo es preferentemente agrícola, siendo menos representativa la superficie dedicada a pastos y a bosques. Los cultivos - cereal, vid y olivo - son mayoritariamente de secano, ya que el regadío se reduce a las márgenes de los ríos Huecha y Queiles.

Ambas comarcas han experimentado un fuerte retroceso poblacional durante el siglo XX; el descenso entre 1900 y 1975 ha sido de un 36,9%; sin embargo en los últimos años parece existir cierta estabilización, e incluso en los municipios más importantes (Borja y Tarazona) un ligero repunte. Sus municipios tienen un marcado carácter rural, predominando los que tienen menos de 500 habitantes. En el censo de 2001, Borja contaba con 4295 habitantes, Bulbiente con 246, El Buste con 104, Tarazona con 10580 y Vera del Moncayo poseía una población de 448 habitantes.

Para acceder a la Muela de Borja (fig. 1.1A) desde Zaragoza se toma la autopista Bilbao-Zaragoza (A-68) o la nacional N-232, desviándose en la de salida Gallur-Borja y siguiendo por la

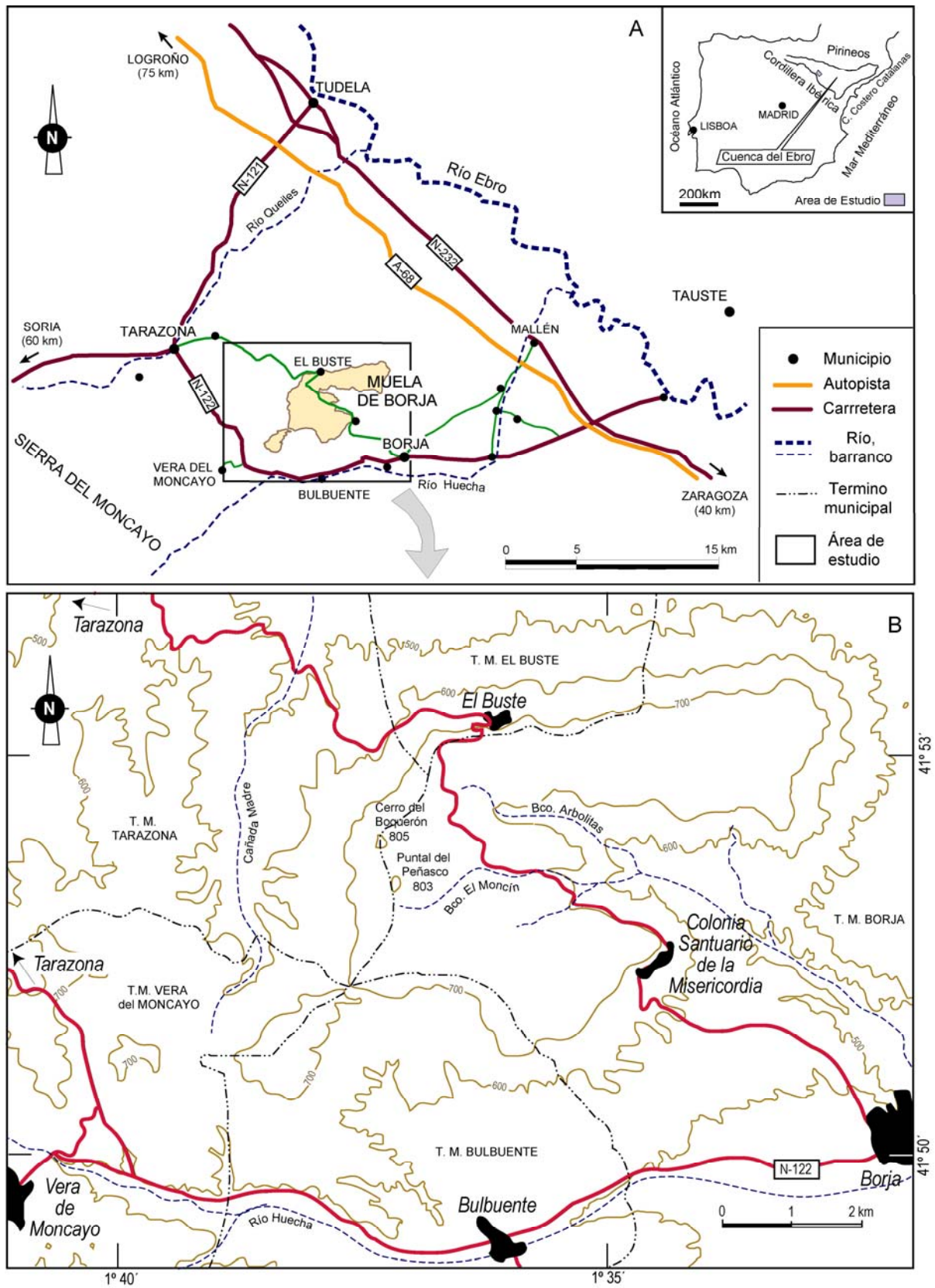


Figura 1.1: Mapa de situación geográfica del área de estudio. A: Situación general y mapa de accesos; B: Mapa topográfico simplificado del área de estudio.

carretera nacional N-122 hasta llegar al municipio de Borja. Una vez en la ciudad de Borja se toma la comarcal que lleva a Tarazona y que cruza de SE a NO la Muela de Borja, pasando por la Colonia del Santuario de la Misericordia y la localidad de El Buste.

1.2-SITUACIÓN GEOLÓGICA

El área de estudio se sitúa hacia la parte occidental de la Cuenca del Ebro (fig. 1.2). Ésta es una de las mayores cuencas terciarias de la Península Ibérica. Constituye una extensa zona peninsular morfológicamente deprimida y drenada en gran parte por el río Ebro, que la atraviesa de noroeste a sureste. Su forma es aproximadamente triangular, y está limitada por tres alineaciones montañosas: los Pirineos, al norte, la Cordillera Ibérica, al suroeste, y la Cordillera Costero Catalana al sureste.

El relieve actual de la Depresión del Ebro es el resultado de procesos principalmente erosivos. Desde finales del Mioceno y durante el Plioceno y el Cuaternario la red fluvial, controlada por el nivel de base mediterráneo, se ha ido encajando progresivamente en los sedimentos terciarios, vaciándola parcialmente.

Su relleno terciario en régimen endorreico (Oligoceno y Mioceno) comprende depósitos detríticos groseros en sus márgenes, originados en sistemas aluviales y fluviales procedentes de los relieves montañosos circundantes. Estos sistemas alimentaron áreas lacustres y palustres localizadas hacia el centro de la cuenca. Los sectores centrales lacustres están representados por depósitos sulfatados y carbonatados, dispuestos en estratos horizontales o con muy escaso buzamiento. Estos últimos, esencialmente calizas y margas, configuran relieves como sierras y plataformas o mesas; éstas se conocen también como “planas” o “muelas”. Tal es el caso de la Muela de Borja, La Muela, la Plana de Zaragoza, la Plana Negra y de los relieves estructurales más extensos de la Sierra de

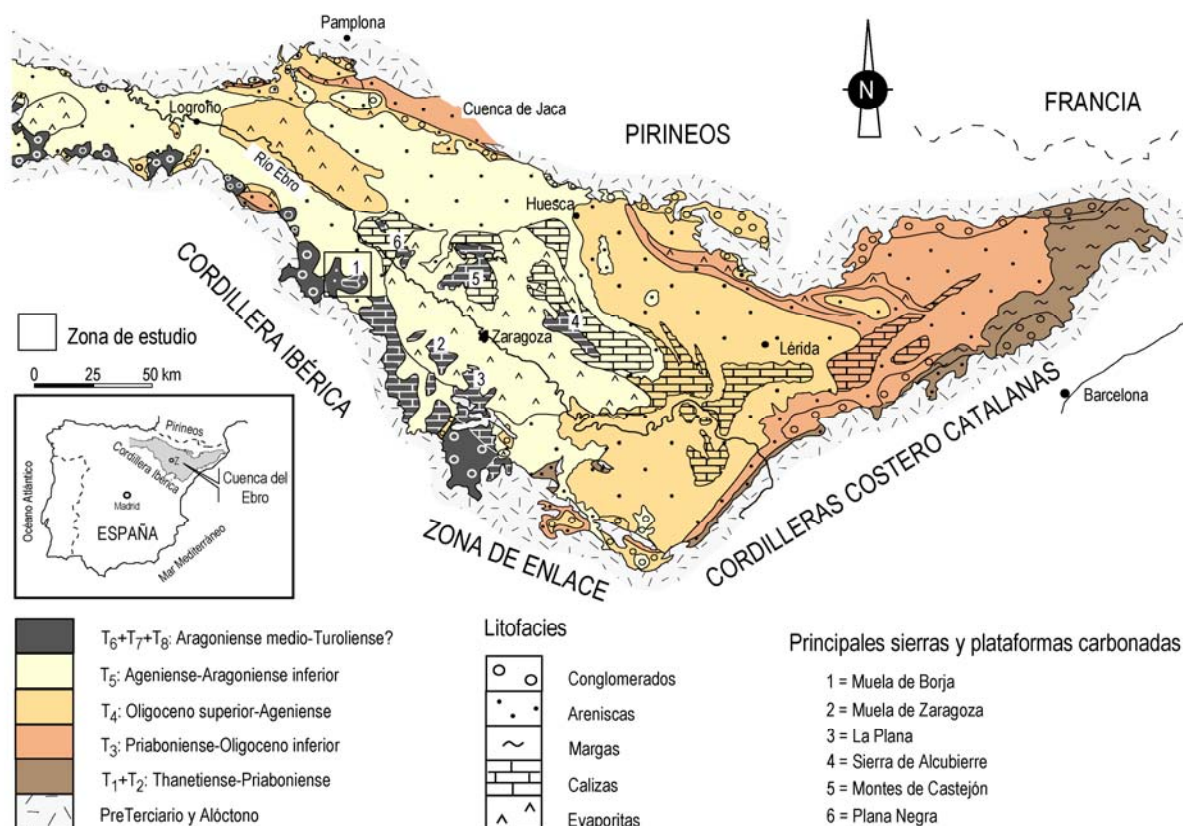


Figura 1.2: Cartografía de las Unidades Tectosedimentarias (T₁ a T₈) de la Cuenca del Ebro, tomada de Pardo et al. (2004).

Alcubierre y de los Montes de Castejón (fig. 1.2). Las estribaciones de estos relieves y las áreas más bajas de la depresión están formadas por yesos, margas, lutitas y areniscas. El área de estudio comprende uno de estos relieves: la Muela de Borja, formada esencialmente por depósitos carbonatados (calizas y margas) y en menor proporción detríticos gruesos y finos.

La nomenclatura litoestratigráfica es muy variada. Entre las formaciones carbonatadas se encuentran las Fms. Mequinenza y Alcubierre (Quirantes, 1978) en el sector central y oriental de la cuenca. Entre las evaporíticas, la Fm. Zaragoza (Quirantes, 1978) en el centro y las Fms. Falces y Lerín (Castiella *et al.*, 1978) en el sector occidental.

Concretamente para el sector de Borja-Tarazona se han diferenciado varias unidades litoestratigráficas en la hojas de los MAGNA nº 281, 282, 319, 320, 351 y 352 (Durantez *et al.*, 1982; Beroiz y Solé, 1977; Rey de la Rosa y Rivera Navarro, 1981; Castiella, 1977; Esnaola Gómez y Martín Fernández, 1973 y Hernández *et al.*, 1980) (fig. 1.3): las Formaciones Alfaro (unidad designada como T_{C11}^{Ba-Bc}), Cascante (unidad T_{SC11}^{Ba-Bc} y T_{C11}^{Bb-Bc}), Fitero (T_{C11-12}^{Ba-Bc} y $T_{CgC11-12}^{Bb-Bc}$), Tudela (T_{C11-12}^{Bb-Bc}) y Yesos de Monteagudo (unidad $T_{yC11-12}^{Bb-Bc}$), que se reconocen desde los valles de los ríos Queiles y Huecha hasta el techo de los cerros más próximos a ambos valles.

Sin embargo, los depósitos que constituyen la parte media-superior de la Muela de Borja no han sido asignados formalmente a ninguna unidad litoestratigráfica (fig. 1.3). En la memoria explicativa del mapa geológico a escala 1:50.000 de Tarazona de Aragón, nº 320 (Castiella, 1977), estos materiales se identifican mayoritariamente con la unidad T_{C11-12}^{Bb-Bc} , de edad "Vindoboniense-

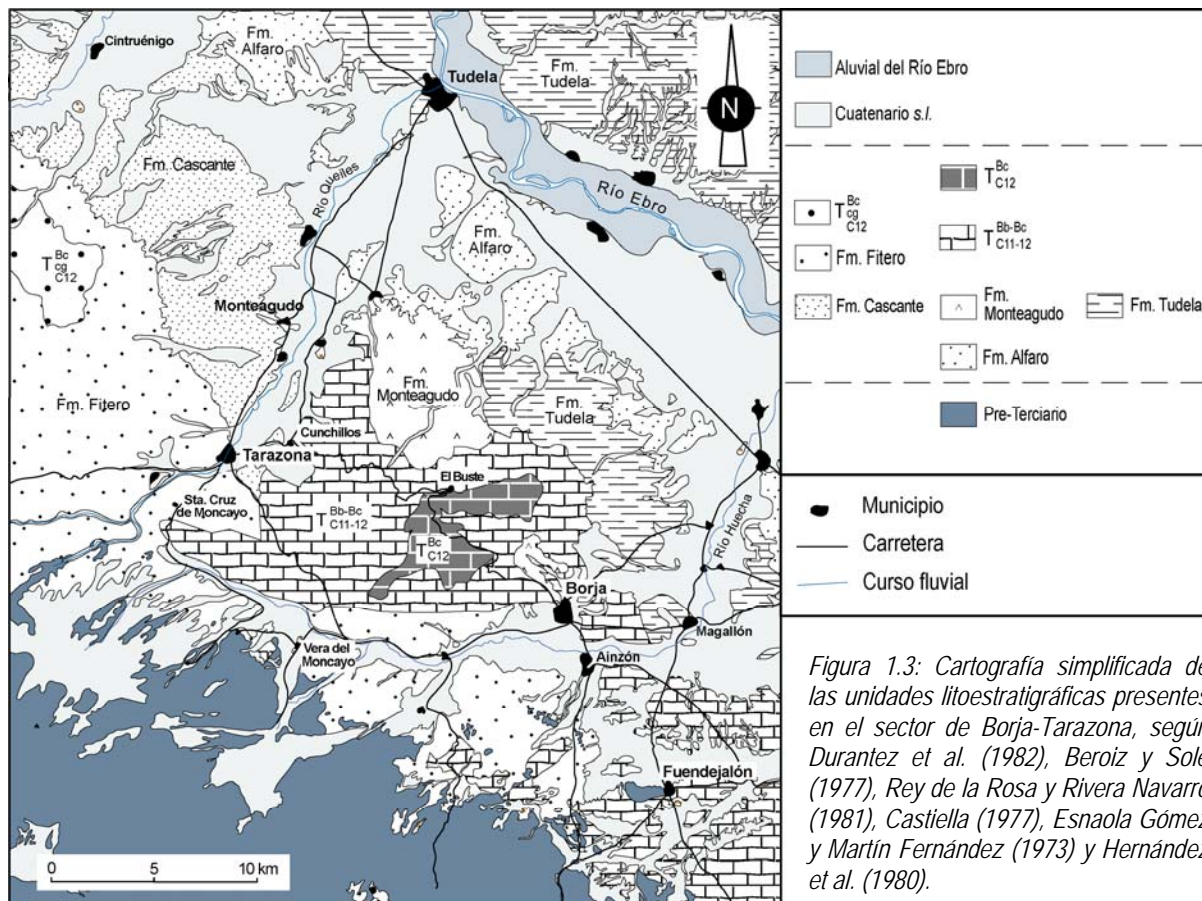


Figura 1.3: Cartografía simplificada de las unidades litoestratigráficas presentes en el sector de Borja-Tarazona, según Durantez *et al.* (1982), Beroiz y Solé (1977), Rey de la Rosa y Rivera Navarro (1981), Castiella (1977), Esnaola Gómez y Martín Fernández (1973) y Hernández *et al.* (1980).

Pontiense”, que de manera informal Inglès *et al.* (1998) denominan "Formación Borja", mientras que los depósitos más altos de la Muela de Borja serían las “calizas de los Páramos”, T_{C12}^{BC}, de edad “Pontiense Superior”. Inglès *et al.* (1998) denominan informalmente a estos depósitos carbonatados situados a techo de la muela como “Formación Muela de Borja”.

Pérez *et al.* (1988a), Pérez (1989), Villena *et al.* (1992) y Villena *et al.* (1996a) han diferenciado en este sector de la Cuenca del Ebro cuatro unidades genéticas denominadas T₅, T₆, T₇ y T₈. Las tres primeras unidades constituyen una sucesión continua que se reconoce desde los valles de los ríos Queiles y Huecha hasta la parte media de la Muela de Borja. Estas unidades fueron datadas en función de yacimientos paleontológicos; concretamente para el sector de Borja-Tarazona se conocen los yacimientos de Tarazona de Aragón, Borja, El Buste y La Ciesma, de tal forma que la sucesión estratigráfica abarca un intervalo temporal que iría desde el Ageniense hasta el Vallesiense (Cuenca *et al.*, 1992a). En la actualidad, la asignación de estos depósitos a las tres unidades citadas está siendo revisada a partir de nuevos datos bioestratigráficos y paleomagnéticos que modifican las dataciones previas (Murelaga *et al.*, en prensa; Pérez-Rivarés, en prep.).

Los depósitos superiores de la Muela de Borja corresponden a la unidad tectosedimentaria T₈, la unidad más moderna reconocida en el Terciario de la Cuenca del Ebro (Pérez, 1989 y Villena *et al.*, 1992). En la actualidad no se conoce ningún yacimiento paleontológico dentro de la unidad que permita establecer su cronología. Los autores antes citados le atribuyen una edad Vallesiense-Turoliense, basada en los yacimientos de vertebrados encontrados en depósitos infrayacentes (UTS T₇), asignados por Azanza (1986) y Azanza *et al.* (1988) a la biozona MN7 (Aragoniense superior) y por Cuenca *et al.* (1992a) a la biozona MN9. Por comparación con la sucesión terciaria que Villena *et al.* (1987) dan en la Cuenca de Daroca-Calamocha es posible establecer una correlación entre la unidad T₈ de esa cuenca y la unidad T₈ de la Cuenca del Ebro y, por tanto, asignar a esta última una edad Turoliense (Pérez, 1989).

1.3-ANTECEDENTES

Existen numerosos trabajos regionales que desde diversos puntos de vista se refieren a la Cuenca del Ebro o bien a sectores concretos de la misma. En este apartado se hace mención de aquellos trabajos que por su contenido y/o proximidad geográfica han contribuido al conocimiento geológico del área estudiada, mereciendo especial atención los referidos a estratigrafía, sedimentología y paleogeografía.

Ha de quedar claro que no se trata de una revisión exhaustiva, sino más bien selectiva de la bibliografía, que se centra en aquellos estudios que más han interesado al realizar este trabajo. Si se quiere profundizar en la bibliografía clásica de la Cuenca del Ebro es aconsejable consultar los trabajos de Quirantes (1969, 1978), Riba *et al.* (1983), Pérez (1989), Muñoz (1991), Arenas (1993) y Pardo *et al.* (2004).

1.3.1-Estratigrafía

Los trabajos más antiguos sobre la Cuenca del Ebro son las memorias realizadas con motivo de la elaboración del Mapa Geológico de España (Martín Donayre, 1866 y 1873; Mallada, 1878; Botella, 1879; Cortázar, 1885 y Palacios, 1893). Este último autor, en la memoria que realiza sobre la región meridional de la provincia de Zaragoza, hace un estudio detallado de la Depresión del Ebro entre Belchite y Tarazona. Diferencia por primera vez en este sector el Oligoceno y el Mioceno en función de su relación discordante. Así, los depósitos miocenos se encuentran horizontales, aunque ocasionalmente pueden hallarse inclinados. Esta división basada en criterios de deformación fue mantenida durante largo tiempo en la Cuenca del Ebro (Sáenz, 1931 y 1942; Ferrando, 1933; Hernández Pacheco, 1949 y Ríos, 1959).

Una nueva fase en los estudios estratigráficos sobre los materiales terciarios de la Cuenca del Ebro comienza en la segunda mitad del siglo XX con los trabajos de Solé Sabaris (1954), Solé Sabaris y Riba (1954) y Riba (1955a y b). Están basados en la cartografía detallada de facies litológicas y sus cambios laterales, utilizando los niveles guía como criterio de correlación. Esta nueva metodología se complementa con el estudio fotogeológico mediante el seguimiento de líneas de capa y con los datos bioestratigráficos disponibles (yacimientos de vertebrados). Los resultados así obtenidos quedan recogidos en los trabajos de Riba y Pérez Mateos (1961), Riba (1964) y Crusafont *et al.* (1966) con la elaboración de mapas litoestratigráficos y cronoestratigráficos en los sectores navarro y riojano.

Siguiendo esta línea de investigación, pero ya en el sector aragonés de la Cuenca del Ebro, Quirantes (1969, 1978) establece una cartografía de litofacies y define un elevado número de unidades litoestratigráficas para la zona de Los Monegros. En la figura 1.4 aparece una correlación entre las unidades litoestratigráficas definidas a lo largo del tiempo por algunos de los autores que han trabajado en el sector central y occidental de la Cuenca del Ebro.

Las contribuciones cronoestratigráficas más importantes realizadas en el Terciario del borde meridional del sector central de la Cuenca del Ebro se inician con Ruiz de Gaona *et al.* (1946), que revisan el yacimiento de vertebrados de Monteagudo y le asignan una edad Vindoboniense. Llamas (1959), en su tesis doctoral, también mediante vertebrados, atribuye una edad Burdigaliense-

Vindoboniense inferior a los yesos de Remolinos. Dos años más tarde Crusafont y Truyols (1961) datan varios yacimientos: Tudela I como Aquitaniense, Tudela II como Burdigaliense y Cellórgio como Vindoboniense. En sectores más septentrionales se encuentra el yacimiento de Santa Cilia, que Crusafont *et al.* (1966) atribuyen al Aquitaniense. Años más tarde, Pérez *et al.* (1985) dan a conocer dos nuevos yacimientos: Las Torcas y Villanueva de Huerva, de edad Oligoceno superior y Aragoniense superior respectivamente; Valdés *et al.* (1986) estudian el yacimiento de Tarazona de Aragón que datan como Aragoniense medio. Azanza (1986), también para la región de Tarazona, localiza dos nuevos yacimientos: El Buste y La Ciesma, de edad Aragoniense superior y límite Aragoniense-Vallesiense respectivamente. Pérez en su tesis doctoral (1989) señala otros dos yacimientos: Borja y Moyuela, atribuido el primero al Aragoniense medio o superior y el segundo al Aragoniense superior. Este mismo autor propone una edad para los depósitos que culminan la Muela de Borja de Vallesiense-Turolense por estar situados estratigráficamente por encima de los yacimientos de El Buste y La Ciesma. Murelaga *et al.* (en prensa) encuentran dos nuevos yacimientos para la zona de estudio, Melero 20 y Melero 30, y ajustan la situación bioestratigráfica de las localidades de Tarazona de Aragón y El Buste, a nivel de biozona. En la figura 1.5 aparecen situados cronoestratigráficamente la mayoría de los yacimientos de vertebrados aquí citados.

La realización del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000, así como las cartografías geológicas a escala 1:50.000, en sus sucesivas series, han sido de especial importancia en el

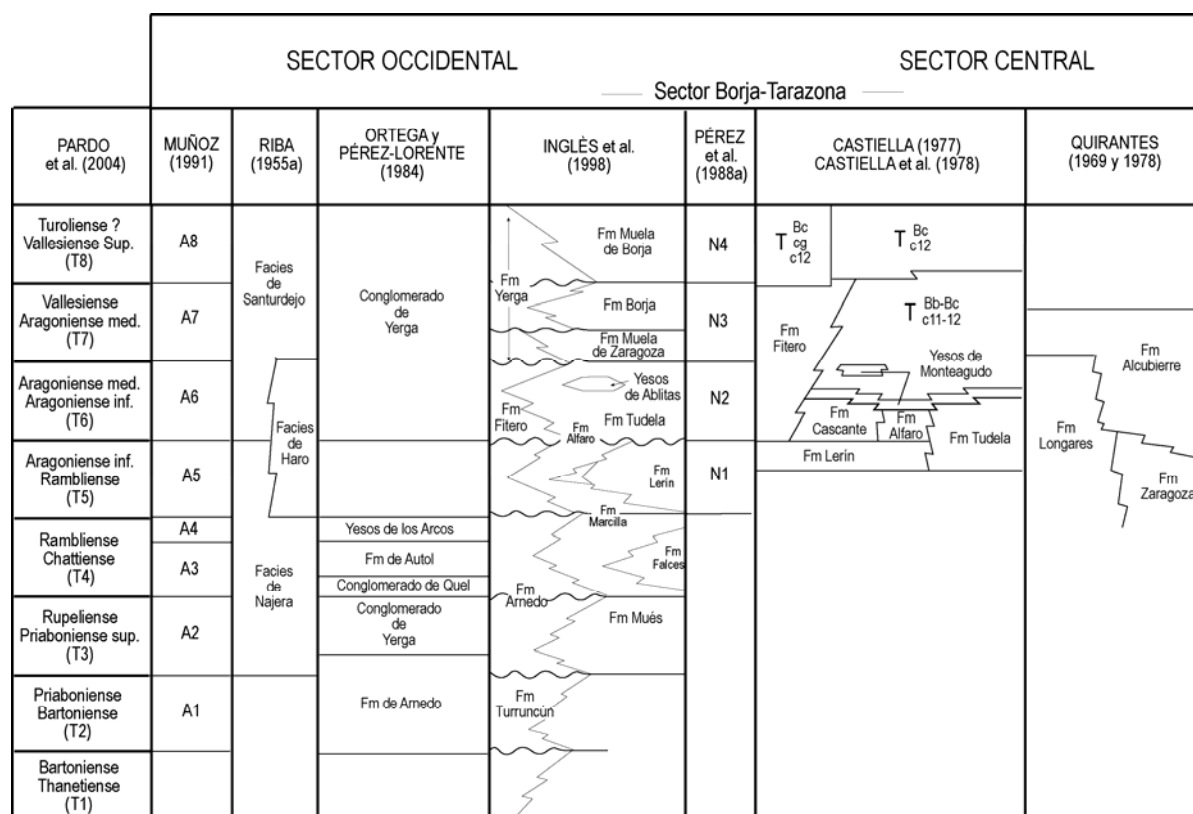


Figura 1.4: Equivalencia entre las Unidades Tectosedimentarias y los conjuntos cartográficos definidos en el sector central y occidental de la Cuenca del Ebro, según Villena *et al.* (1992) y ampliado según Inglés *et al.* (1998). Se han actualizado las dataciones de las UTSS a partir del trabajo de Pardo *et al.* (2004).

establecimiento de la estratigrafía regional. De esta forma, la publicación de las hojas de la serie MAGNA, hojas nº 281, 282, 319, 320, 351, 352 (Durantez *et al.*, 1982; Beroiz y Solé, 1977; Rey de la Rosa y Rivera Navarro, 1981; Castiella, 1977; Esnaola Gómez y Martín Fernández, 1973 y Hernández *et al.*, 1980) ha contribuido a la descripción y cartografía de un gran número de formaciones.

Riba *et al.* (1983), debido a la gran proliferación de términos, realizan un ensayo de síntesis estratigráfica general sobre la Cuenca Terciaria del Ebro, en el que intentan esclarecer las relaciones laterales y verticales de las diversas unidades litoestratigráficas presentes.

A partir de la década de los 80 el estudio estratigráfico de cuencas terciarias continentales ha adquirido un nuevo enfoque metodológico: el análisis tectosedimentario, que se ha aplicado a la Cuenca del Ebro, así como a distintas Cubetas Ibéricas. Esta metodología, introducida por Garrido-Megías (1982) permite correlacionar áreas físicamente desconectadas aunque no se disponga del apoyo cronoestratigráfico (González *et al.*, 1988; Pardo *et al.*, 1989).

Los estudios estratigráficos realizados con este enfoque en el sector central de la Cuenca del Ebro (Pérez, 1989; González, 1989; Muñoz, 1991, Arenas, 1993 y Luzón, 2001) han permitido establecer ocho unidades tectosedimentarias (UTS) denominadas actualmente T₁ a T₈, siendo las cuatro primeras Paleógenas y las cuatro siguientes Neógenas. Las unidades T₅ a T₈ y abarcan un intervalo temporal que va desde Ageniense hasta Turolense (Villena *et al.*, 1992). Están constituidas por conglomerados, areniscas, lutitas, carbonatos y yesos. La distribución espacial de estas unidades para el conjunto de la Cuenca del Ebro aparece en la figura 1.2.

En el sector oriental de la Cuenca del Ebro, González (1989) reconoce las cuatro unidades Paleógenas y escasos afloramientos de la unidad T₅.

Pérez *et al.* (1988a) y Pérez (1989) distinguen en el borde ibérico del sector central de la cuenca escasos afloramientos de la unidad T₁, la unidad T₄, así como las unidades T₅ a T₈ (fig. 1.4).

En el sector riojano, Muñoz (1991) diferencia diez unidades nombradas como A₁ hasta A₁₀, de las cuales, las A₅ a A₈ las correlaciona con T₅ a T₈ (fig. 1.4).

Arenas (1993) en su estudio del sector central de la Cuenca del Ebro distingue las unidades U₁, U₂ y U₃ en los depósitos aluviales y fluviales del margen pirenaico, y las N₁, N₂ y N₃ en los lacustres y fluviales distales. Establece la equivalencia U₁+U₂= T₄ y U₃= N₁, siendo las unidades N₁, N₂ y N₃ equivalentes a las de Pérez *et al.* (1988a), y por tanto a las unidades T₅, T₆ y T₇ de Villena *et al.* (1992)

Un año más tarde, Luzón (1994) estudia el sector centro-oriental de la cuenca donde establece dos unidades tectosedimentarias correlacionables con las T₄ y T₅.

Finalmente, Villena *et al.* (1992) y Villena *et al.* (1996a) realizan la síntesis estratigráfica del Terciario del borde sur de la Cuenca del Ebro; en ella se resume la composición litológica, evolución, límites y cronoestratigrafía de las ocho unidades tectosedimentarias definidas para esta zona. En la figura 1.5 se muestra un resumen de la litoestratigrafía de las UTS y su evolución secuencial.

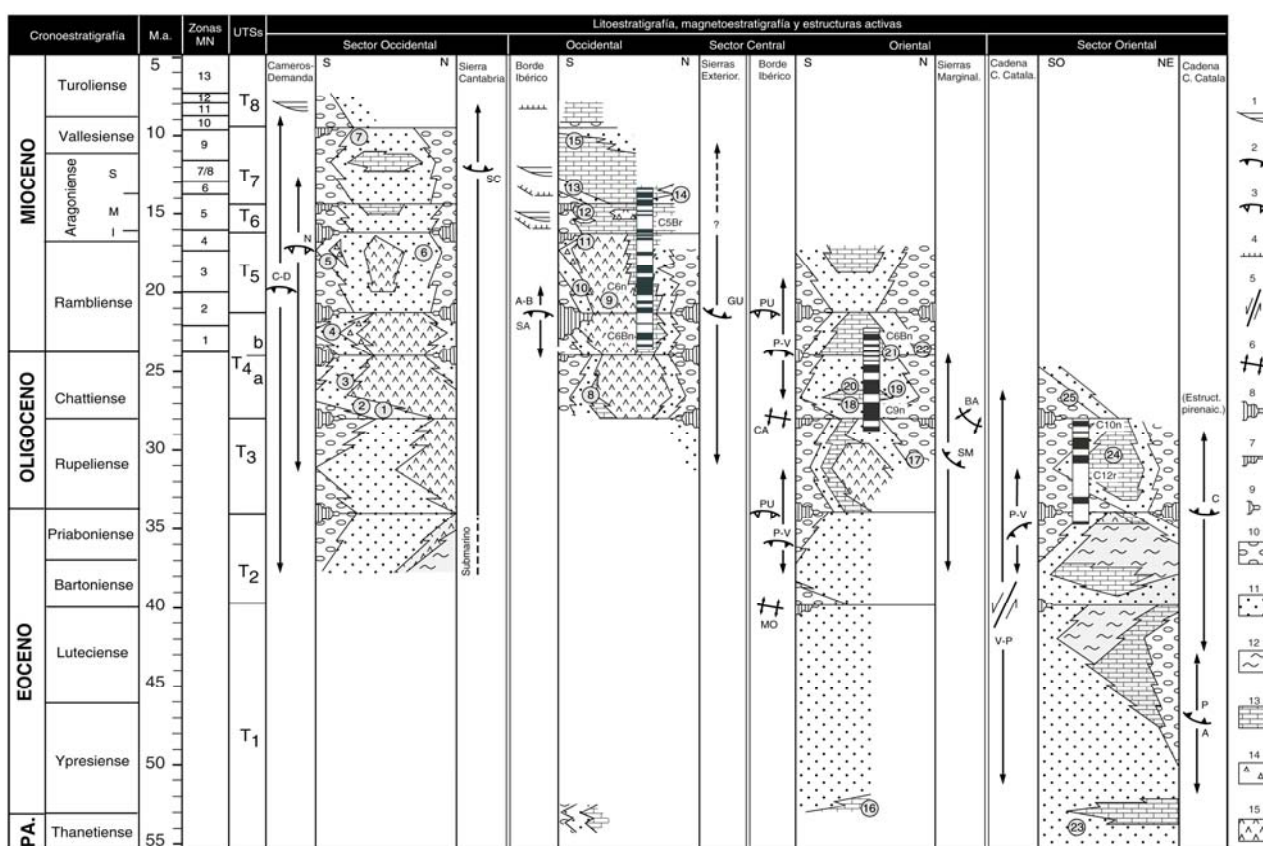
Posteriormente, Angulo (2000), en su tesis de licenciatura, estudia la zona de enlace entre

las Cuencas del Ebro y del Duero. En esta zona distingue cinco unidades tectosedimentarias (B₁ a B₅) que se correlacionan con las UTS T₄ a T₇.

Y por último, Luzón (2001), en su tesis doctoral, caracteriza los depósitos continentales del sector central, zona oriental, de la Cuenca del Ebro, donde identifica tres unidades tectosedimentarias: T₃, T₄ y T₅.

Como síntesis del Neógeno continental español, Calvo *et al.* (1993) elaboran un esquema de correlación general de las sucesiones Neógenas de un gran número de cuencas Terciarias de la Península Ibérica (Ebro, Tajo, Duero, Levante, Béticas, Calatayud-Teruel y Vallès-Penedès). Las nueve rupturas sedimentarias mayores reconocidas muestran coincidencias cronológicas.

A partir de la década de los 90 empieza a aplicarse la magnetoestratigrafía en la Cuenca del



Ebro. En el margen pirenaico, los primeros perfiles magnetoestratigráficos los realizan Hogan (1993) y Hogan y Burbank (1996) en el margen sur de las Sierras Exteriores Pirenaicas. La reinterpretación de sus datos por Arenas (1993) y Arenas *et al.* (2001) señala que en dicho sector la sedimentación en la Fm. Uncastillo, en el margen pirenaico de Cuenca del Ebro, comenzó en el Rupeliense-Chattiense (unidad U₁ de Arenas, *op. cit.*). Por otro lado, en los sectores oriental y central, destacan los trabajos realizados por Barberá *et al.* (1994 y 2001), Agustí *et al.* (1994b), Gomis (1997) y Gomis *et al.* (1997) en sucesiones carbonatadas oligocenas y por Pérez Rivarés (2001), Pérez Rivarés *et al.* (2002 y 2004) en las miocenas. Por último, en el sector riojano destacan los trabajos de Larrasoña *et al.* (2005 y 2006), también para materiales miocenos.

La primera vez que se realiza un esquema cartográfico (fig. 1.2), así como una síntesis de la cronoestratigrafía, composición litológica y evolución vertical de las ocho UTs definidas para el conjunto de la Cuenca del Ebro es en el trabajo de Muñoz *et al.* (2002). La edad de cada una de estas unidades vuelve a ajustarse en el trabajo de Pardo *et al.* (2004), y así, para las unidades miocenas queda establecida como sigue: T₅, Ramblense-Aragoniense inferior; T₆, Aragoniense inferior-Aragoniense medio; T₇, Aragoniense medio-Vallesiense y T₈, Vallesiense superior-Turolense? (fig. 1.5).

1.3.2-Sedimentología y Paleogeografía

Los depósitos terciarios de la Cuenca del Ebro fueron considerados como de origen continental desde un principio. Así, Martín Donayre (1873), Mallada (1878) y Cortázar (1885) ya indican la existencia de calizas lacustres. Las primeras indicaciones paleogeográficas se deben a Dereims (1898), el cual afirma que las Cuencas del Duero y del Ebro, a principios del Oligoceno, habían interrumpido su comunicación con el mar, estableciéndose en ellas un régimen fluvial y lacustre.

Un avance importante se debe a Riba (1955b), quien establece que el paso de la sedimentación marina a continental tiene lugar en el Luteciense para el sector occidental del Valle del Ebro. A lo largo del Oligoceno se produce la sedimentación sintectónica de depósitos detríticos con formación de discordancias angulares y progresivas en los márgenes. Señala que durante el Mioceno la sedimentación se produce en régimen endorreico, interrumpiéndose al final del Pontiense.

Alastrué *et al.* (1957) consideran que en el Oligoceno y Mioceno la Cuenca del Ebro presenta una sedimentación continental durante la cual se depositaron grandes espesores de sales, yesos, margas rojas y areniscas, que en los márgenes pasan a conglomerados.

Riba y Pérez Mateos (1961) proponen que en el Eoceno Superior se pasa de una sedimentación procedente del sur, a una bilateral con aportes de la Cordillera Ibérica y Pirineos.

Almela (1962) afirma que el eje de la sedimentación de la Cuenca del Ebro se ha desplazado hacia el sur a lo largo del tiempo y que los yesos son tanto más antiguos cuanto más al norte afloran.

Riba (1964) realiza una síntesis tectónica y evolutiva de la parte oeste de la Cuenca del

Ebro. En ella establece que durante el Oligoceno la Cuenca del Ebro queda prácticamente dividida en dos subcuencas (Navarra y Catalana) separadas por un umbral relativo (alto de Monegros). En el Mioceno esta tendencia se invierte, pasando a ser área subsidente el antiguo umbral de Zaragoza, mientras que las dos subcuencas anteriores están plegándose y en proceso de arrasamiento. En la figura 1.6 aparece un corte geológico esquemático que muestra la disposición de las principales formaciones de la cuenca terciaria en Navarra.

Quirantes (1969, 1978) establece durante el Terciario la existencia de conos de deyección que procedentes del Pirineo y Cordillera Ibérica llegarían a coalescer dando un conjunto de cauces anastomosados que hacia el centro de la cuenca pasarían a depósitos de playa con concentraciones de sales.

En su tesis doctoral, Birnbaum (1976) propone la existencia de un gran lago ("lake Aragon") de aguas muy someras y semipermanentes, de orillas y profundidades muy variables (0 a 3 m) que en ciertos momentos podría llegar a la desecación total.

En el sector central de la cuenca, Mandado (1987) ha realizado un detallado estudio petrológico y geoquímico de las facies evaporíticas. Más aportaciones sedimentológicas y paleogeográficas de diferentes áreas de la Cuenca del Ebro han sido realizadas por Cabrera (1983) y Sáez (1987) en la zona este de la cuenca, Pérez *et al.* (1988b), Pérez (1989) y González (1989) en el borde meridional, Muñoz (1991) en el sector riojano, Arenas (1993) en la parte septentrional del sector central y Luzón (1994 y 2001) en el sector centro-oriental.

Pérez (1989), Pérez *et al.* (1989) y Pérez *et al.* (1994) analizan las facies lacustres del margen ibérico de la Cuenca del Ebro. Establecen cuatro tipos de sistemas lacustres: dos son sistemas lacustres someros cuyas zonas marginales se caracterizan por abundante vegetación o por la existencia de depósitos con elevado contenido en calcita magnesiana y por presentar calizas con pseudomorfs de yeso. El tercer tipo son lagos afectados por una fuerte dinámica de oleaje y el cuarto complejos de playa-lake donde se originan importantes depósitos de sulfatos. Según estos

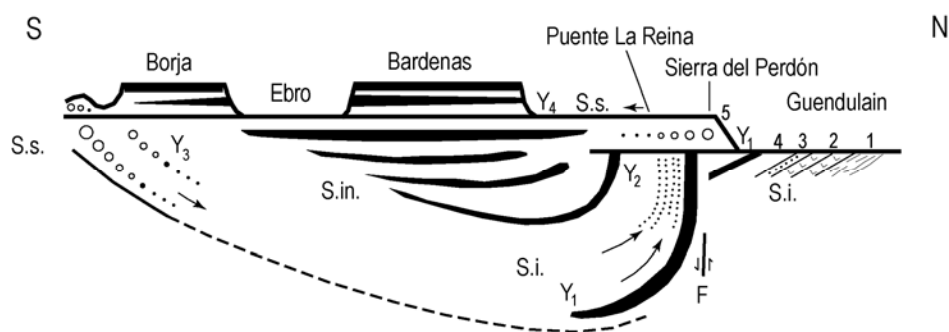


Figura 1.6: Disposición esquemática de las principales formaciones de la Cuenca terciaria del Ebro en Navarra. 1: Margas del Eoceno superior marino; 2: Facies de potasas; 3: Areniscas de Guendulain; 4: Margas y Yesos (Y1) de Undiano; 5: Conglomerados de la Sierra del Perdón (discordantes); Y2: Yesos de Desojo; Y3: Yesos de los Arcos; Y4: Yesos de Monteagudo y Bardenas orientales; S. i.: Serie inferior, eo-oligocena compuesta por las "areniscas tigreadas" de Mués y Puentelarreina y encima margas detríticas rosadas; S. in.: Serie intermedia oligocena, compuesta por los yesos de Desojo y margas abigarradas; S. s.: Serie superior, oligo-aquitaniense en la serie discordante del Perdón y oligo-miocena en el resto de la cuenca; F: Falla de Alloz-Puerto de Carrascal. Riba (1964).

autores, las calizas de la Muela de Borja corresponderían a los sectores más internos de sistemas lacustres carbonatados someros, debido a que no encuentran pruebas de emersión.

Además, proponen la evolución paleogeográfica de los sistemas lacustres a lo largo del Mioceno (fig. 1.7). En la primera unidad, T₅, dominan los complejos de playa-lake salinos y en las unidades superiores los sistemas de lagos carbonatados. Según estos autores esta evolución se puede

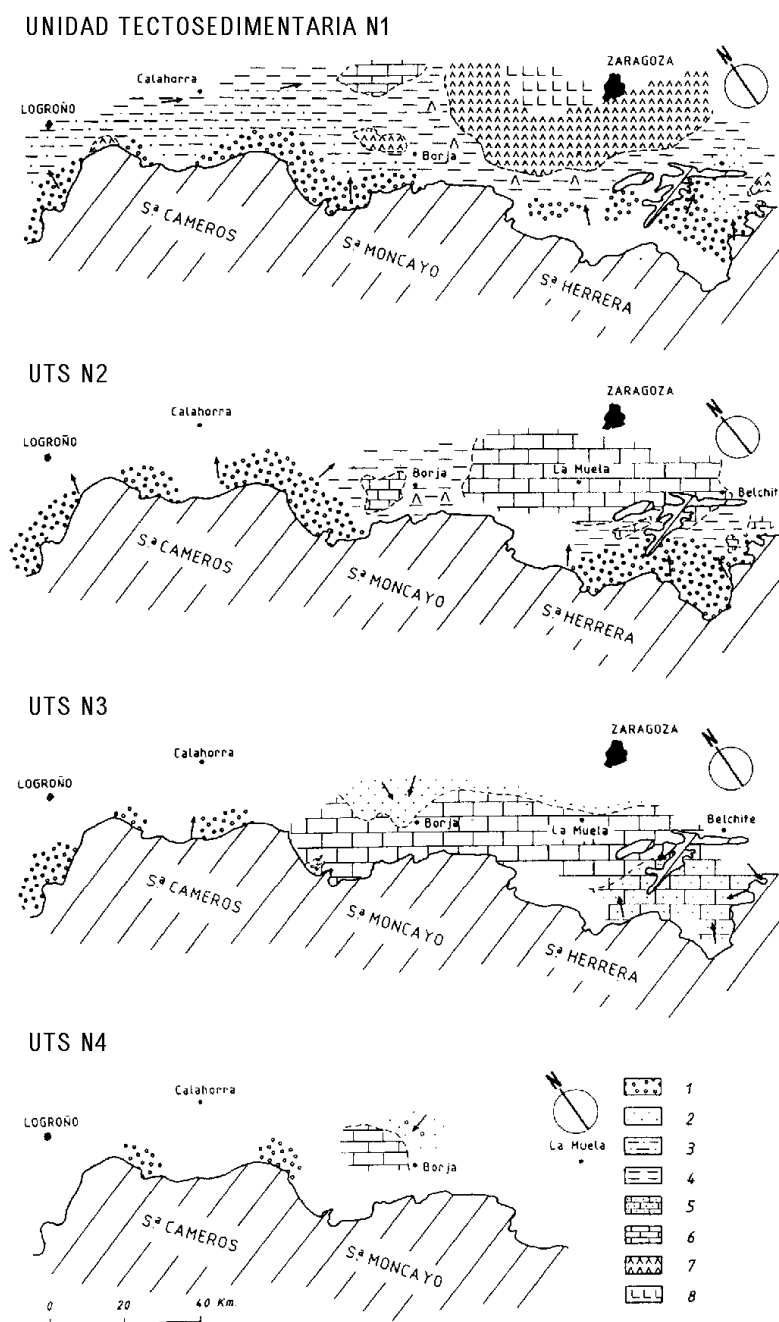


Figura 1.7: Síntesis paleogeográfica del Neógeno de los sectores central y occidental de la Depresión del Ebro (según Pérez et al., 1989). Litofacies: 1, conglomeráticas; 2, arenosas; 3, arenoso-lutítico; 4, lutíticas; 5, calcareníticas; 6, calizas micríticas; 7, yesos; 8, halita. Las unidades N₁ a N₄ equivalen a las denominadas T₅ a T₈ para el conjunto de la cuenca.

interpretar como un cambio hacia condiciones de mayor humedad. Esta hipótesis ha sido apoyada por los estudios sedimentológicos, mineralógicos e isotópicos que Arenas (1993), Arenas *et al.* (1993a) y Arenas *et al.* (1997a) han realizado en las facies lacustres Miocenas de Los Monegros, para las unidades T₅ a T₇.

Muñoz *et al.* (1992) proponen una evolución paleogeográfica para los conglomerados adosados al borde norte de la Sierra de Cameros (La Rioja). En ellos se han caracterizado las UTS A₆, A₇ y A₈ que se corresponden con las UTS T₆ a T₈. Estas tres UTSs se encajan en un contexto tectónico compresivo que se prolonga hasta el Turoliense. El estudio de estos depósitos

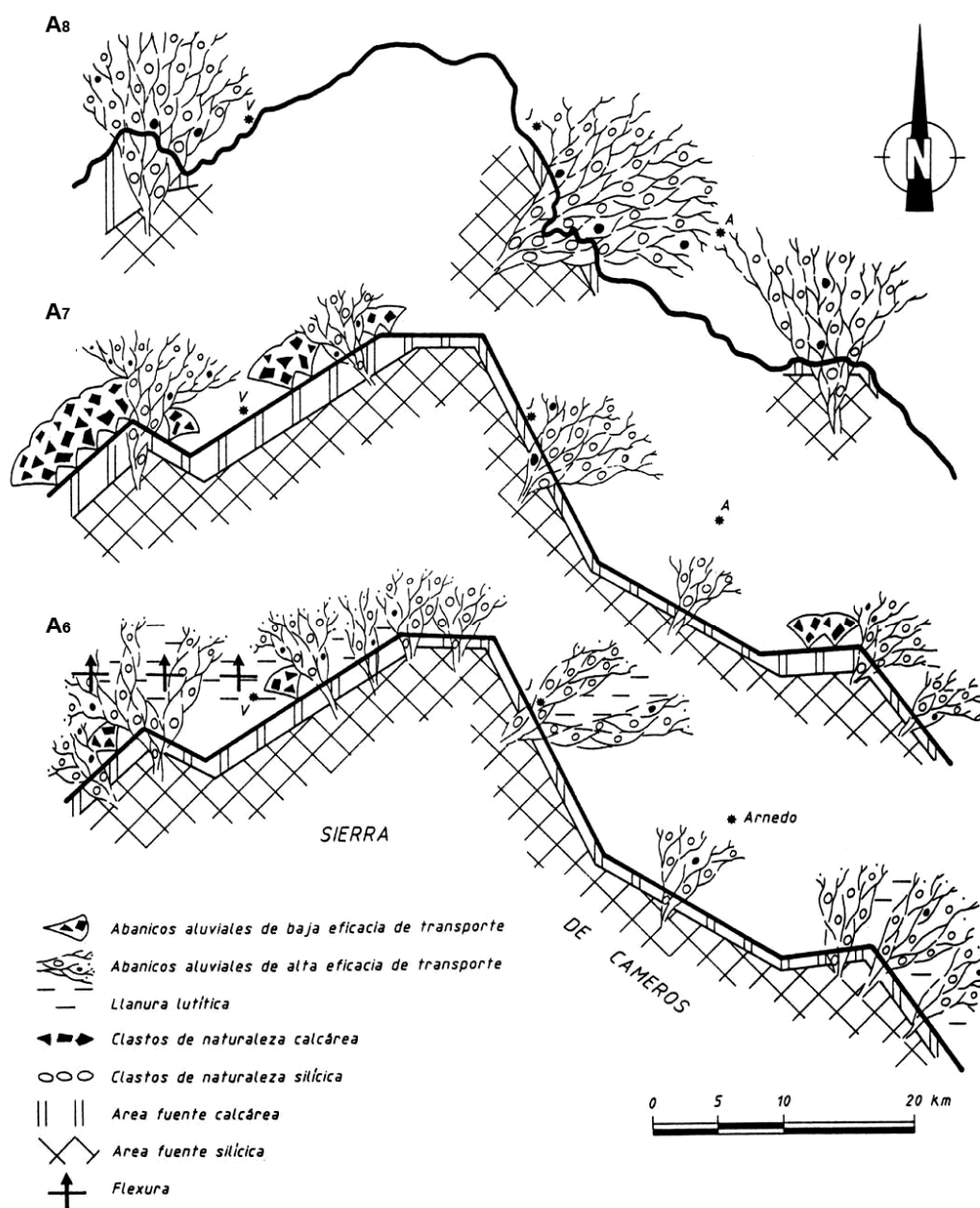


Figura 1.8: Esquema paleogeográfico para las unidades A₆, A₇ y A₈, que se corresponden con las unidades T₆, T₇ y T₈, en el sector de La Rioja (tomado de Muñoz *et al.*, 1992).

conglomeráticos evidencia la existencia de dos tipos de abanicos aluviales de procedencia meridional: unos de alta eficacia de transporte y otros de baja eficacia (fig. 1.8).

Arenas y Pardo (1999) proponen un modelo de sedimentación para las unidades T₅ y T₆ que explica la formación de facies sulfatadas y carbonatadas y sus relaciones laterales como resultado de las oscilaciones en el nivel de un sistema lacustre de grandes dimensiones, reducida pendiente y poca profundidad (fig. 1.9). Trabajos posteriores sugieren que dichas oscilaciones están condicionadas por cambios climáticos de carácter periódico (Pérez-Rivarés *et al.*, 2003). Arenas y Pardo (1999) plantean asimismo que en dicho sistema existía un fuerte contraste de salinidad entre sus márgenes pirenaico e ibérico causado por diferencias climáticas y por los distintos gradientes topográficos en ambas orillas. Así, el margen ibérico, más árido, presentaba orillas de baja pendiente que facilitaban la exposición de grandes áreas con pequeñas fluctuaciones del nivel lacustre. En estas situaciones se formaron las facies de sulfatos y carbonatos salinos. En cambio, en la orilla pirenaica, con una mayor pendiente y mayores precipitaciones, las aguas eran más diluidas y predominó la formación de facies carbonatadas.

Pérez y Villena (1996) profundizan en la sedimentología de los depósitos aluviales Miocenos del margen ibérico de la Depresión del Ebro, tanto de los sistemas de corto como de largo desarrollo longitudinal. Ambos tipos coexisten en el tiempo y resultan de las diferentes características

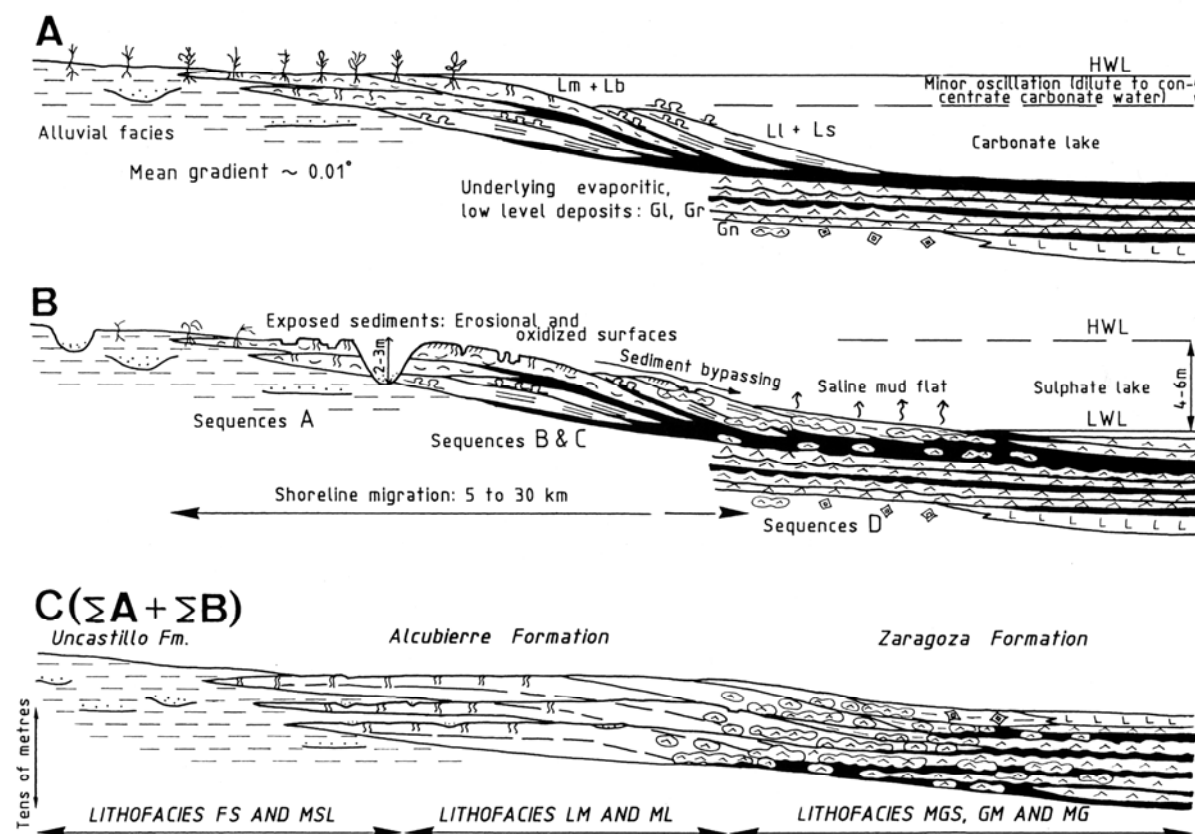


Figura 1.9: Modelo de facies para el Ageriense superior-Aragoniense medio del centro de la Cuenca del Ebro (Arenas y Pardo, 1999). A: Condiciones de sedimentación carbonatada durante nivel lacustre alto. B: Ambientes lacustres sulfatados y llanuras de barro salinas (playa-lake) durante nivel lacustre bajo. C: Resultado de la recurrencia de las situaciones A y B.

del área fuente, condicionadas por la actividad tectónica.

Los estudios mineralógicos de los materiales terciarios aflorantes en el área de estudio comienzan con el trabajo de González y Galán (1984) que se centra en la zona de Tarazona-Borja-Ablitas. Estos autores proponen que la sedimentación tuvo lugar bajo un clima semiárido con evaporación más intensa que la precipitación. Sin embargo, los materiales más modernos que corresponden a las Calizas de la Muela de Borja, debido a la abundancia de fauna y flora lacustre que presentan sugieren una progresiva humidificación del clima. Mata *et al.* (1988 y 1989) hacen nuevos estudios mineralógicos en la Muela de Zaragoza y en Borja, unidades T₅ a T₇, centrándose en la composición mineralógica de lutitas, carbonatos y sulfatos. La presencia exclusiva de calcita en la UTS T₇ (ausencia de yeso y dolomita, presentes en las dos unidades inferiores) indica un grado de saturación de las aguas menor que en las unidades inferiores.

Recientemente, Inglès *et al.* (1998) estudian la relación entre la mineralogía y el medio de depósito de los materiales terciarios del suroeste de la Cuenca del Ebro. Diferencian materiales de origen detrítico, biogénico y diagenético. La distribución de los primeros es función de la situación y evolución del área o áreas fuente durante el Terciario.

Roc (1999) realiza un estudio comparativo entre las facies de calizas lacustres del Mioceno (unidades T₆ y T₇) del sector de la Muela de Zaragoza y los depósitos lacustres marginales holocenos de la laguna de Gallocanta.

Angulo (2000) ha estudiado la zona de unión de las Cuencas Terciarias del Ebro y del Duero. Hasta la UTS B₄ (equivalente a la UTS T₅) la zona estudiada aparece relacionada con la Cuenca del Ebro, ya que los aportes presentan polaridad oriental. No obstante, a partir de la UTS B₄, esta zona funciona como una subcuenca independiente, separada de la Cuenca del Ebro por el alto paleogeográfico de Santo Domingo de la Calzada.

Luzón (2001), para el sector central-oriental de la cuenca, reconoce nuevamente la coexistencia de sistemas aluviales de alta y baja eficacia de transporte con los sistemas lacustres. Éstos se sitúan en áreas septentrionales en la unidad T₃, mientras que en las unidades T₄ y T₅ solamente aparecen en el sector meridional de la cuenca, reflejándose así el desplazamiento del depocentro lacustre hacia el sur. Es interesante resaltar el análisis que Luzón (2001) y Luzón *et al.* (2002) realizan de la periodicidad de los sedimentos lacustres: si bien las zonas lacustres marginales están fuertemente influenciadas por los sistemas aluviales y, por tanto, puede estar enmascarado el efecto ejercido por el clima, en las áreas lacustres centrales, más alejadas de la influencia aluvial, las variaciones absolutas del nivel del agua inducidas por el clima quedan registradas como ciclos sedimentarios periódicos.

En los últimos años se han realizado varias contribuciones en las que se presenta una visión de conjunto de la evolución paleogeográfica y tectónica de la Cuenca del Ebro a lo largo de las ocho unidades tectosedimentarias definidas en el Terciario (Villena *et al.*, 1996b; Muñoz *et al.*, 2002 y Pardo *et al.*, 2004). Para el Neógeno proponen dos modelos geodinámicos distintos en función del sector de la Cordillera Ibérica considerado. Mientras que en el sector oeste el régimen compresivo comenzado en el Paleógeno continúa hasta el Turolense (UTS T₈), en el sector central y oriental de la Cadena Ibérica domina el régimen distensivo desde el Aragonense medio. Esto supone que para

esta zona los abanicos aluviales disminuyan en tamaño, llegando casi a desaparecer durante las UTS T₇ y T₈. A la vez que los abanicos aluviales se reducen, los sistemas lacustres se van desplazando progresivamente hacia el sur llegando a solapar el margen ibérico (figs. 1.7 y 1.10).

Sin embargo, en el sector occidental (Cameros y Demanda) se produce la progradación de los abanicos aluviales procedentes de esos sectores y, como consecuencia, el sistema lacustre

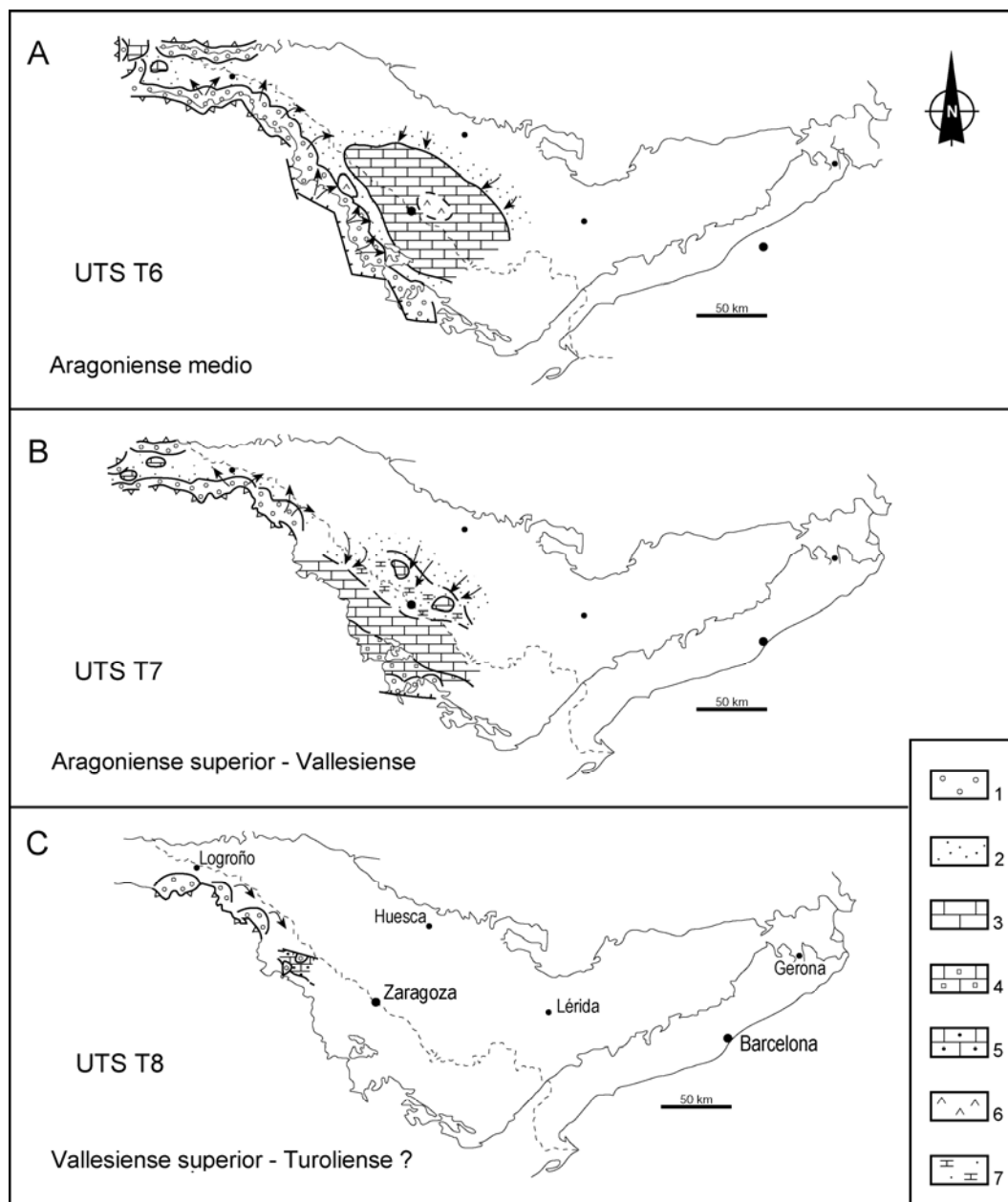


Figura 1.10: Evolución paleogeográfica de las tres UTSs superiores presentes en la Cuenca del Ebro: distribución de facies y paleocorrientes. Leyenda: 1, Conglomerados, areniscas y lutitas. Sectores proximales de abanicos fluviales y aluviales; 2, Lutitas y areniscas. Sectores distales de abanicos fluviales y aluviales y abanicos deltaicos (llanura y frente deltaico); 3, Calizas y margas. Sistemas lacustres y palustres carbonatados; 4, Calizas, margas y areniscas. Sistemas lacustres con afinidad marina; 5, Calizas oncolíticas y tobáceas. Sistemas fluviolacustres; 6, Yesos y margas. Sistemas lacustres evaporíticos; 7, Lutitas, areniscas y calizas. Área de expansión-retracción de los sistemas lacustres de la UTS T₇. Tomado de Pardo et al. (2004)

carbonatado se reduce en el inicio de la unidad T₇ a pequeñas áreas encharcadas dentro de la llanura aluvial distal. Este sistema lacustre vuelve a extenderse cuando los aportes aluviales se reducen. Junto con los aportes ibéricos, en el caso de la unidad T₇ se llega a observar la influencia de sistemas fluviales de procedencia pirenaica en zonas próximas al margen sur de la cuenca, lo que provoca un desplazamiento aun más acusado de las áreas lacustres hacia zonas más meridionales (fig. 1.10). A continuación se deposita la unidad T₈ que supone un cambio paleogeográfico importante: la instalación de un sistema fluvio-lacustre con importante desarrollo de facies tobáceas y oncolíticas que tanto por su interpretación sedimentológica como por su geoquímica sugieren para este sistema el inicio del exorreísmo en esta parte de la cuenca (Vázquez-Urbez *et al.*, 2002).

En relación con la apertura de la cuenca y paso a un comportamiento exorreico, García-Castellanos *et al.* (2003) realizan una simulación de la evolución de la Cuenca del Ebro mediante el desarrollo de un modelo en tres dimensiones que muestra la evolución del relieve y del drenaje de la cuenca, y llegan a señalar que el inicio del vaciado erosivo de la Cuenca del Ebro se situaría entre los 13 y 8,5 Ma.

En la revisión de Salazar-Rincón (2003) se concluye igualmente que el vaciado erosivo de la Cuenca del Ebro comenzaría antes del Messiniense, a finales del Mioceno medio o comienzos del superior. Esta idea estaría apoyada por una serie de hechos, como 1) gran espesor que presenta el Grupo Castellón en el Surco de Valencia; 2) el paso a condiciones exorreicas en la Cuenca de Calatayud en el Vallesiense inferior debido a la erosión remontante del sistema Ebro-Jalón, y 3) el exorreísmo momentáneo de la Cuenca del Duero hacia la del Ebro a finales del Mioceno medio como indicativo de una situación exorreica del conjunto Ebro-Duero hacia el Mediterráneo.

En relación con esto, debe destacarse que recientemente Babault *et al.* (2006), basándose en análisis morfológicos y modelos numéricos de evolución de las redes de drenaje ante caídas del nivel del mar, postulan que la conexión de la Cuenca del Ebro con el Mediterráneo no fue anterior al Messiniense.

1.4-OBJETIVOS CONCRETOS

Queda pues establecido que la UTS T₈ presenta características sedimentológicas notablemente distintas de las unidades infrayacentes en cuanto a facies y geometrías de depósito. Estas diferencias pueden estar motivadas por un importante cambio de las condiciones de sedimentación y del contexto paleogeográfico, como sería el paso de una situación de cuenca endorreica hasta la unidad T₇, a una situación donde ya hubiera comunicación con el Mar Mediterráneo, y que quedaría registrada por los depósitos tobáceos de la unidad superior T₈.

En trabajos previos se ha estudiado la estratigrafía y sedimentología de la unidad T₈ y se ha sugerido que se formó en un sistema lacustre somero bordeado en sus márgenes sur y oeste por una red de canales oncolíticos poco sinuosos y áreas palustres asociadas que presentarían gran movilidad lateral (Vázquez-Urbez, 2001; Vázquez-Urbez *et al.*, 2002). Sin embargo, en estos trabajos no quedan incluidas las unidades inferiores, por lo que no se estableció un modelo de evolución paleogeográfica que explicase las notables diferencias entre el conjunto mioceno subyacente (T₅ a T₇) y la unidad superior (T₈).

Así, la investigación para este bloque I ha consistido en:

- 1.- Estudio estratigráfico detallado, con levantamiento de perfiles tanto en T₈ como en las unidades inferiores, y su correlación.
- 2.- Caracterización sedimentológica de las diferentes facies y de sus asociaciones en secuencias.
- 3.- Caracterización mineralógica y geoquímica (elementos traza e isótopos estables, $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de las diferentes unidades, que permitirá obtener información sobre la evolución de los factores ambientales a lo largo del tiempo.

1.5-METODOLOGÍA

El punto de partida para la realización de este trabajo ha sido una **búsqueda bibliográfica completa** que ha permitido conocer los estudios previos sobre el área estudiada, así como la bibliografía específica sobre la sedimentación carbonatada continental. Esta labor se ha prolongado prácticamente hasta la finalización del trabajo. Al mismo tiempo, el **reconocimiento inicial del terreno con fotografía aérea** (escalas 1:33.000 y 1:18.000) ha sido clave para la elección de los lugares con mejor afloramiento, y posteriormente para la correlación mediante el seguimiento de líneas de capa.

Una parte importante del trabajo se ha centrado en el **estudio sobre el terreno** para la obtención de información. Esta fase incluye:

- Levantamiento de 16 perfiles estratigráfico-sedimentológicos detallados (escala 1:50 y 1:100). El reparto areal de los perfiles y su número ha dependido, en primer lugar, de las condiciones de afloramiento y, en menor medida, de las variaciones laterales de facies y de las dificultades en la correlación.
- Toma de muestras para diversos tipos de estudios y análisis:
 - muestras de roca dura para la caracterización de microfacies en secciones pulidas, láminas delgadas, observaciones en el microscopio electrónico, etc.
 - muestras de roca blanda para su levigado y búsqueda de restos fósiles.

Algunas de estas muestras, tanto de roca dura como blanda han sido sometidas a análisis mineralógicos (difracción de rayos X), de isótopos estables y de elementos traza.

- Elaboración de esquemas sedimentológicos de detalle de los depósitos y toma de fotografías.

A continuación comienza el **trabajo de gabinete y de laboratorio**. En primer lugar, se preparan las muestras recogidas en el campo para su estudio:

- A las muestras más competentes, como son las calizas en este caso, se les han realizado cortes orientados que, una vez pulidos, se ha estudiado a través de la lupa de mano y la binocular. Además, se han obtenido láminas delgadas para su estudio sedimentológico y petrográfico en el microscopio óptico. Se han realizado un total de 112 láminas delgadas. Algunas de estas muestras (29) también se han estudiado mediante microscopio electrónico (MEB) en el Servicio de Microscopia Electrónica de la Universidad de Zaragoza y en el Servicio Científico-Técnico de la Universidad de Barcelona.
- Las muestras menos competentes, como son margas y lutitas, se han estudiado mediante levigación con el objetivo de buscar contenido fósil útil para la caracterización paleoecológica y/o como vía de datación. Se han estudiado mediante esta técnica ocho muestras.
- Entre los métodos analíticos utilizados se incluye el análisis mineralógico mediante

difracción de rayos X de muestra total (se han analizado 111 muestras), el contenido en elementos minoritarios y trazas (13 muestras) y el análisis de isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) para deducción de condiciones paleoambientales. Se han realizado 105 análisis de isótopos estables. Ver metodología detallada en el capítulo de Geoquímica (apartados 4.1.2 y 4.2.29).

El siguiente paso ha sido la **correlación de los perfiles**, basada en su continuidad física inmediata o en el seguimiento de líneas de capa en fotografía aérea, características litológicas o similitud en la evolución vertical.

A continuación, se ha procedido al **análisis sedimentológico** de los depósitos miocenos:

- caracterización de las facies presentes,
- establecimiento de asociaciones verticales de facies, así como su interpretación sedimentológica,
- distribución areal y temporal de las secuencias,
- elaboración de modelos de sedimentación para las diferentes unidades, que permiten ampliar y mejorar el conocimiento paleogeográfico de la zona de estudio.

Para complementar algunos aspectos del estudio sedimentológico, se ha realizado la **caracterización geoquímica** de las facies carbonatadas.

2- ESTRATIGRAFÍA

2.1- Introducción

2.2- Descripción de perfiles

2.2.1- Perfil de Lugar

2.2.2- Perfil de Lugar Sur

2.2.3- Perfil de Borja

2.2.4- Perfil de Vulcafrailes

2.2.5- Perfil de Caragüelles Sur

2.2.6- Perfil de Los Traches

2.2.7- Perfil de Valdebelengue

2.2.8- Perfil de Bracicos

2.2.9- Perfil de Matamala

2.2.10- Perfil de La Ermita de San Roque

2.2.11- Perfil de Boquerón Norte

2.2.12- Perfil de Puntal del Peñasco

2.2.13- Perfil de El Moncín

2.2.14- Perfil de El Calvario

2.2.15- Perfil de La Zarzuela

2.2.16- Perfil de Codazamarrera

2.3- Correlación y cronoestratigrafía

2.3.1- Correlación y evolución vertical

2.3.2- Cronoestratigrafía: datos paleontológicos

2.3.3- Discusión y datación de las unidades genéticas

2-ESTRATIGRAFÍA

2.1-INTRODUCCIÓN

Como ya señalamos en el capítulo anterior, en el Mapa Geológico 1:50000 de Tarazona de Aragón (Castiella, 1977) los materiales que son objeto de estudio en el presente trabajo se identifican mayoritariamente con la unidad T_{C11-12}^{Bb-Bc} , de edad Vindoboniense-Pontiense; a su vez, los materiales estratigráficamente más altos, que culminan la Muela de Borja, se identifican con las Calizas de los Páramos, unidad T_{C12}^{BC} , de edad Pontiense. Inglès *et al.* (1998) denominan de un modo informal a estos materiales como "Formación Borja" para la unidad inferior y "Formación Muela de Borja" para los depósitos más altos.

Cuando comienza a aplicarse el análisis tectosedimentario en la Cuenca del Ebro, Pérez *et al.* (1988a) definen para el sector central cuatro unidades tectosedimentarias neógenas, denominadas N_1 a N_4 , reconocidas por estos autores en el sector comprendido entre los ríos Queiles y Huecha (fig. 2.1). En la figura 1.4 del apartado de antecedentes se presenta la equivalencia entre las diversas unidades litoestratigráficas y genéticas propuestas a lo largo del tiempo por distintos autores en el sector estudiado de la cuenca y en los sectores vecinos riojano y centroaragonés.

La UTS N_1 , de edad Ageniense-Aragoniense medio, aflora en este sector en las áreas topográficamente más deprimidas según Pérez *et al.* (1988a) y Pérez (1989), donde puede aparecer parcialmente recubierta por terrazas cuaternarias de los ríos Queiles, Huecha y Ebro, así como por los rellenos de pequeños arroyos que drenan la región. Esta unidad incluye, en las proximidades de la Muela de Borja, a la formación Tudela (unidad T_{C11-12}^{Bb-Bc}), Yesos de Monteagudo (unidad $T_{yC11-12}^{Bb-Bc}$) y parte inferior de la unidad cartográfica T_{C11-12}^{Bb-Bc} de Castiella (1977). La unidad N_1 es

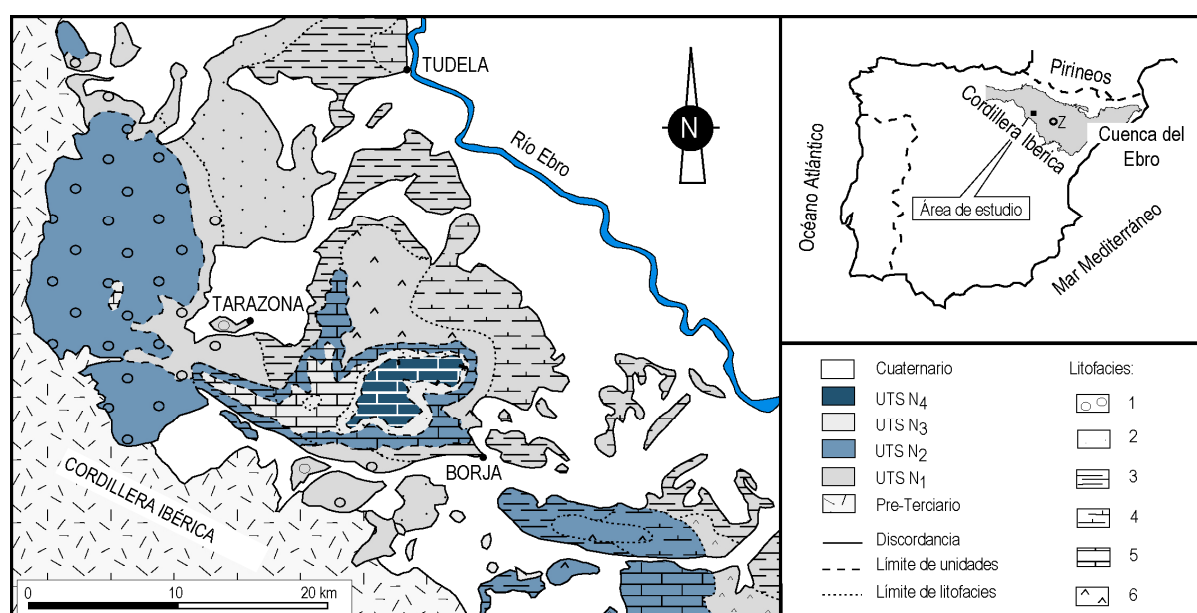


Figura 2.1: Esquema geológico del área estudiada con indicación de las unidades tectosedimentarias según Pérez *et al.* (1988a). Litofacies, 1: conglomeráticas; 2: arenosas; 3: lutíticas; 4: lutítico-carbonatadas; 5: carbonatadas; 6: yesíferas.

equivalente a la unidad T₅ definida para el conjunto de la Cuenca del Ebro (Villena *et al.*, 1992 y 1996a; Muñoz *et al.*, 2002 y Pardo *et al.*, 2004).

La UTS N₂, de edad Aragoniense medio-superior, constituye la parte basal de la Muela de Borja (Pérez *et al.*, 1988a y Pérez, 1989) y se identifica con la unidad T_{C11-12}^{Bb-Bc} de Castiella (1977). Esta unidad es equivalente a la UTS T₆.

La UTS N₃, de edad Aragoniense superior-Vallesiense (Pérez *et al.*, 1988a y Pérez, 1989), constituye la parte media de la Muela de Borja. Corresponde a la parte alta de la unidad T_{C11-12}^{Bb-Bc} (Castiella, 1977) y a la "Formación Borja" definida por Inglès *et al.* (1998) de modo informal. Es equivalente a la UTS T₇.

La UTS N₄, de edad Vallesiense-¿Turolense? según Pérez (1989) y Turolense según Villena *et al.* (1992), en este sector de la cuenca sólo aflora en lo alto de la Muela de Borja. Corresponde a las Calizas de los Páramos, unidad T_{C12}^{BC} (Castiella, 1977) y a la "Formación Muela de Borja" (Inglès *et al.*, 1998). Por su situación estratigráfica se considera equivalente a la unidad T₈ de Villena *et al.* (1987, 1992 y 1996a), Muñoz *et al.* (2002) y Pardo *et al.* (2004).

A partir de este momento, en este trabajo, se va a denominar a estas cuatro unidades genéticas siguiendo la nomenclatura establecida por Villena *et al.* (1992) que ha sido utilizada en los trabajos posteriores para gran parte de la Cuenca del Ebro.

En el área estudiada se ha realizado un total de 16 perfiles estratigráfico-sedimentológicos levantados sobre materiales prácticamente horizontales, si bien los estratos de las unidades inferiores muestran un débil pero constante buzamiento hacia sur en toda el área estudiada, mientras que para la unidad superior se flexionan suavemente en el sector occidental, alcanzando las alturas máximas de la Muela de Borja (Puntal del Peñasco, 805 m, y Cerro del Boquerón, 803 m); sin embargo, estas cotas se encuentran estratigráficamente al mismo nivel que el resto de la muela. En la figura 2.2 se puede ver la situación de los perfiles.

La correlación de los perfiles ha permitido reconstruir las características estratigráficas y sedimentológicas de las unidades genéticas reconocidas en este sector de la cuenca, donde solamente el perfil de Borja comprende todas las unidades. Esto obedece a las características de afloramiento en el tránsito entre las dos unidades superiores (T₇ y T₈), que aparece mayoritariamente cubierto por vegetación, coluviones y suelos, y frecuentemente afectado por deslizamientos de ladera. Todo ello está favorecido por la presencia de materiales detríticos inconsistentes (lutitas, limos y arenas) que afloran localmente y de forma dispersa bajo las calizas que culminan la muela. Como consecuencia, el contacto entre las unidades T₇ y T₈ sólo es visible en los perfiles de Borja y Vulcafrailes, en los cuales también existen, en las inmediaciones del contacto, pequeños tramos cubiertos o semicubiertos. La continuidad de los perfiles por encima y por debajo de este nivel problemático ha sido buena, con escasa presencia de tramos cubiertos importantes.

Los perfiles que aquí se exponen constan de un apartado descriptivo (situación, descripción de tramos y consideraciones) y una representación gráfica. Los tramos se han caracterizado por la homogeneidad de su composición litológica, textural y/o estructural. Las representaciones gráficas de los perfiles se han elaborado a escala vertical 1:50 y 1:100, en función de la potencia total del perfil.

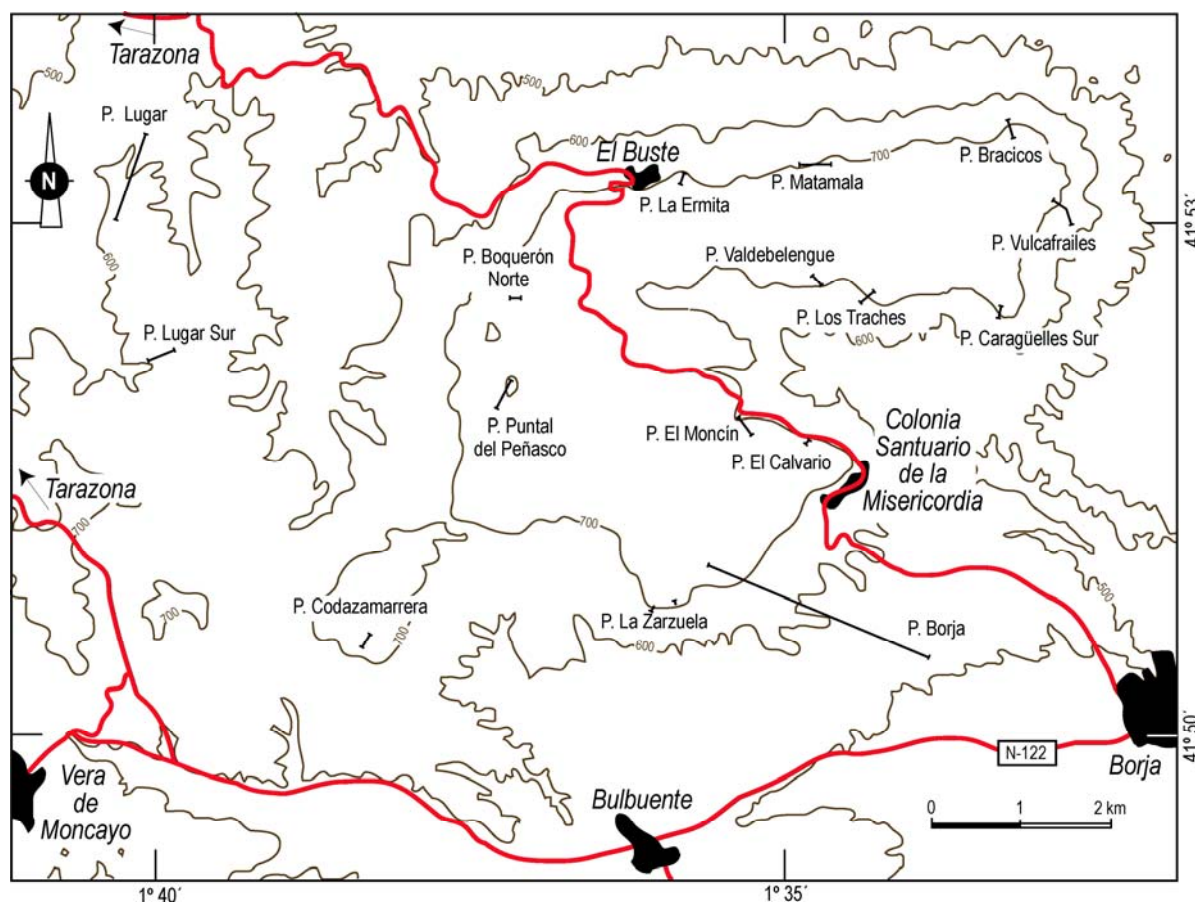


Figura 2.2: Situación geográfica de los 16 perfiles estratigráficos levantados en el sector de Borja-Tarazona.

La representación gráfica incluye, distribuidos por columnas, los siguientes datos (fig. 2.3): número de tramo, potencia y número de muestra, color, litología, geometría y textura, datos direccionales, estructuras sedimentarias físicas primarias y secundarias, componentes y estructuras de origen orgánico, evolución estratónica y unidad genética. La explicación de los símbolos utilizados se da en la figura 2.4 y las representaciones gráficas en las figuras 2.5 a 2.20 que se muestran en el anexo.

Debido a que en un mismo perfil aparecen términos químicos y detríticos, se ha establecido una equivalencia entre la escala horizontal de los sedimentos químicos y la de los sedimentos detríticos (fig. 2.3). Para los términos carbonatados se ha empleado la clasificación textural de Dunham (1962) con las modificaciones de Embry y Klován (1971). Hay que señalar también que el intervalo *boundstone* no aparece representado en la escala debido a que los elementos referibles a este término (tallos verticales envueltos en carbonato y estromatolitos) no suponen un incremento energético; de ahí que se hayan clasificado como *mudstones* o bien como la textura dominante del nivel en que se encuentran incluidos. De este modo, se evitan confusiones en el orden energético que se desprende de la clasificación textural de Dunham.

Cuando el número de muestra está subrayado significa que se ha realizado un análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de esa muestra. En las muestras así señaladas y en otras muchas, se han hecho secciones pulidas y/o láminas delgadas, levigados en algunas muestras de margas y lutitas, así como análisis de

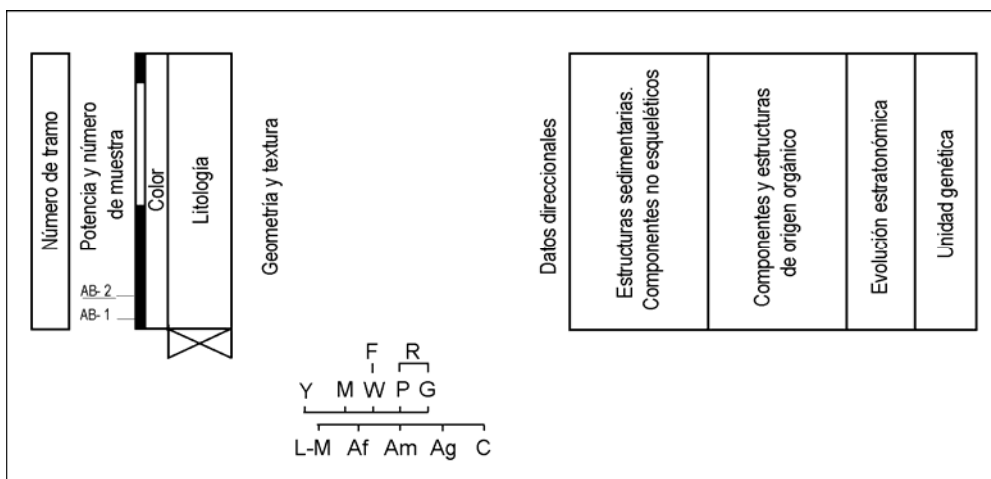


Figura 2.3: Esquema de la representación gráfica utilizada para la ilustración de los perfiles estratigráficos. Términos litológicos y texturales, Y: yeso; M: mudstone; W: wackestone; P: packstone; G: grainstone; F: floatstone; R: rudstone; L-M: Lutitas-margas; Af: arenisca fina; Am: arenisca media; Ag: arenisca gruesa; C: conglomerados y gravas.

rayos X.

Tras la descripción de cada perfil se destacan sus aspectos más relevantes: evolución vertical, existencia de rupturas sedimentarias, equivalencia con unidades definidas por autores anteriores, correlación con los perfiles más próximos y, en caso positivo, presencia de yacimientos paleontológicos.

En el apartado 2.3 se presenta la correlación propuesta para el conjunto de los perfiles levantados y se comentan las características estratigráficas más relevantes de las unidades genéticas reconocidas en este sector de la cuenca. En el apartado de cronoestratigrafía se recopila la información bio y magnetoestratigráfica que diversos autores han presentado a lo largo de los años. A la vista de las nuevas dataciones, se discuten posibles modificaciones en la identificación de las unidades genéticas para el sector de Borja-Tarazona.

► Figura 2.4: Leyenda general de tramas y símbolos .

LITOLOGÍAS Y COLORES

	Calizas		Margo-calizas		Conglomerados mono y polimicticos		Limos		Yesos
	Calizas masivas		Margas		Areniscas		Lutitas		Carbón
	Negro		Gris claro		Amarillo		Ocre - Marrón		Marrón grisáceo
	Gris oscuro		Blanco - Beige		Rojo - Naranja		Marrón claro		

GEOMETRÍA, TEXTURA Y EVOLUCIÓN ESTRATONÓMICA

	Base, techo plano		Estratocrecimiento-Estratodecrecimiento
	Base, techo irregular		Variación de tamaño de oncolitos
	Intervalo de aparición continua		Imbricación de clastos
	Intervalo de aparición discontinua		Secuencias grava-gravilla o grava-arena

COMPONENTES Y ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS DE ORIGEN ORGÁNICO

	Bioclastos s. l.		Estromatolitos <i>in situ</i>
	Gasterópodos turbinados		Bioturbación vertical
	Gasterópodos planospiralados		Perforaciones verticales
	Bivalvos		Tallos verticales
	Ostrácodos		Tallos tumbados
	Oogonios de carofitas		Fragmentos de tallos cm y mm
	Tallos verticales y tumbados de carofitas		Troncos y ramas
	Fragmentos de tallos de carofitas		Musgos
	Oncolitos		Musgos en enrejado
	Coated grains		Tallos colgantes
	Fragmentos carbonosos		Vertebrados s.l.
	Impresiones de hojas		Restos de peces

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS FÍSICAS Y COMPONENTES NO ESQUELÉTICOS

	Laminación paralela		Microcarstificación
	Laminación ondulada		Nodulización
	Laminación de bajo ángulo		Nódulos carbonatados
	Laminación cruzada		Brechificación
	Estratificación cruzada planar		Silicificación
	Estratificación cruzada en surco		Porosidad móldica
	Estratificación cruzada de relleno de canal		Macrocristales de yeso
	Ripples simétricos		Intraclastos
	Colapso		Fragmentos de oncolitos
	Nódulos ferruginosos		Fragmentos estromatolíticos
	Costra ferruginosa		Clastos blandos lutíticos
	Laminación ferruginosa		Recubrimientos espeleotémicos y estalactitas

DATOS DIRECCIONALES

	Paleocorrientes medidas en estratificación cruzada		Eje mayor de fragmentos de tallos
	Eje de canal		Eje mayor de tallos de carofitas
	Eje mayor de oncolitos		Eje de surcos

2.2-DESCRIPCIÓN DE PERFILES

2.2.1-Perfil de Lugar (fig. 2.5).

Situación

Este perfil se ha realizado en el margen noroccidental de la Muela de Borja, aproximadamente 3 km al sureste del municipio de Cunchillos. La base se sitúa al este del Corral de Camarlú, mientras que el techo lo hace en lo alto del cerro denominado Lugar (fig. 2.2).

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TXM106398

Techo: 30TXM102377

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

TRAMO 1: 12,30 m de margas y margo-calizas grises, gris claro y ocres, y calizas beige, blancas y rosas.

El tramo comienza con tres paquetes tabulares de margas que pasan hacia techo a margo-calizas. Sus potencias son 1,50, 1,15 y 3,75 m. En estos niveles se encuentran abundantes fragmentos de huesos de vertebrados; también es importante la bioturbación vertical generada por raíces. Hacia techo del tramo, las margas forman interestratos de hasta 0,15 m.

Hacia mitad del tramo los niveles blandos dan paso a una sucesión de bancos masivos de calizas con geometría tabular y hacia el techo sigmoidal. Sus potencias varían de 0,10 a 3,15 m. Texturalmente, las calizas son *mudstones* con importante bioturbación vertical y nodulización.

TRAMO 2: 2,50 m cubiertos.

TRAMO 3: 1,50 m de alternancia de margas marrones-naranjas y calizas margosas blancas.

Ambas litologías se disponen en estratos tabulares, localmente con base y techo ondulados, cuya potencia oscila de 0,15 a 0,30 m para las margas y de 0,10 a 0,20 m para las calizas margosas.

Las margas carecen de estructuras sedimentarias internas y las calizas margosas son *mudstones* con importante nodulización.

TRAMO 4: 2,95 m de margas, localmente arenosas, marrones-rojizas y grises con coloraciones rojas y amarillas con un fino nivel de calizas blancas en el techo del tramo.

Las margas forman un paquete tabular masivo con un nivel más arenoso a 0,70-0,80 m de la base del tramo.

Las calizas constituyen un estrato tabular de 0,15 m de potencia. Son *mudstones* con bioturbación vertical y nodulización.

TRAMO 5: 1,20 m de margas beige y marrones que pasan gradualmente en la vertical a margo-calizas y calizas blancas.

En conjunto, constituyen un nivel tabular. Las margas y margo-calizas son masivas y las calizas forman un único nivel con la base irregular y el techo plano, de hasta 0,35 m de potencia; son *mudstones* con bioturbación y nodulización.

TRAMO 6: 4,15 m de lutitas marrones, marrón-rojizo y grises, con una fina intercalación de calizas grises próxima a la base del tramo y otra intercalación de areniscas marrón-grisáceas situada cerca del techo.

Las lutitas constituyen tres paquetes tabulares de 1,20, 1,80 y 0,95 m de potencia. Presentan débil laminación horizontal.

Las calizas forman un nivel tabular muy irregular de 0,05 m de potencia. Son *mudstones* con bioturbación.

Las areniscas constituyen también un nivel tabular de 0,15 m de potencia. Son de grano fino-medio. Presentan bioturbación y porosidad. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

- TRAMO 7: 3,05 m de margas y margo-calizas grises con coloraciones rojizas y calizas beigeas.
Las margas constituyen un paquete tabular de 2,05 a 2,30 m de potencia. La mitad inferior está constituida por margas con débil laminación horizontal que desaparece en la vertical cuando comienzan las margo-calizas caracterizadas por una intensa bioturbación.
Las calizas aparecen en el techo del tramo y se disponen en estratos lenticulares tanto con la base cóncava y techo plano, como con la base plana y el techo convexo. Su potencia máxima oscila entre 0,30 y 0,65 m. Presentan finos interestratos de margas beigeas suavemente laminadas. Las calizas son *mudstones*, localmente *mudstone-wackestones*, de intraclastos milimétricos y bioturbación vertical escasa. Además, presentan laminación horizontal poco marcada.
- TRAMO 8: 6,85 m de margas y margo-calizas verdosas y rojizas, calizas beigeas y blancas y lutitas grises con coloraciones naranjas y marrones.
Las margas y margo-calizas, parcialmente semicubiertas, forman varios niveles tabulares que oscilan entre 0,15 y 1,15 m de potencia; localmente aparecen ligeramente nodulizadas y hacia el techo del tramo presentan débil laminación ondulada.
Las calizas constituyen varios paquetes tabulares de 0,15 a 1,65 m de potencia integrados por estratos también tabulares y lenticulares con bases y techos ondulados de 0,10 a 0,35 m de espesor. Son *mudstones* con bioturbación vertical y perforaciones cónicas subverticales. Hacia el techo del tramo están nodulizadas.
Las lutitas aparecen hacia la mitad del tramo y forman un nivel de aproximadamente 1,50 m de potencia; carecen de estructuras sedimentarias internas. Presentan una fina intercalación tabular de areniscas finas ocreas de 0,10 m de espesor, situada aproximadamente a 1,95 m de la base del tramo.
- TRAMO 9: 3,00 m de lutitas marrones con coloraciones grises.
Constituyen un paquete aparentemente tabular y carecen de estructuras sedimentarias internas. Lateralmente se encuentran niveles lenticulares de conglomerados y areniscas.
- TRAMO 10: 2,95 m de areniscas y conglomerados marrones y ocreas con intercalaciones de finos niveles de calizas margosas y margas blancas.
El tramo comienza con un nivel canaliforme de conglomerados de 0,80 m de potencia. Los conglomerados son granosostenidos y granodecrecientes, con clastos de cuarzo, cuarcita y arenisca que alcanzan un diámetro máximo de 10 cm, están bien redondeados y la matriz es arenosa. Presentan estratificación cruzada en surco de orden decimétrico.
Las areniscas se disponen en estratos que comienzan siendo sigmoidales y lenticulares de 0,30 a 0,40 m de potencia máxima y después pasan a tabulares con bases y techos irregulares y potencias que varían de 0,50 a 0,80 m. Son de grano medio y pueden presentar clastos acumulados en la base de los estratos. Los estratos con geometría sigmoidal presentan estratificación cruzada en surco en *sets* sigmoidales de hasta 0,40 m de potencia y laminación cruzada de bajo ángulo; el resto son masivos.
Las margas y calizas margosas se disponen lateralmente a los primeros niveles arenosos. Constituyen estratos tabulares de 0,10 a 0,20 m de potencia, erosionados por los estratos arenosos. Las margas son masivas y las calizas margosas *mudstones* débilmente nodulizadas.
- TRAMO 11: 1,40 m de calizas arenosas naranjas y beigeas.
Constituyen un paquete tabular formado por estratos también tabulares con las superficies de estratificación onduladas, cuya amplitud es decamétrica; la potencia de estos cuerpos oscila de 0,20 a 0,70 m. Texturalmente son *mudstones* con bioturbación vertical por raíces y débil nodulización.
- TRAMO 12: 5,20 m de margas y margo-calizas beigeas, grises claras y rosas con intercalaciones de calizas blancas y de areniscas grises.
Las margas y margo-calizas forman paquetes tabulares con potencias que oscilan entre 0,20 y 1,45 m. Aparentemente son masivas, pero pueden estar nodulizadas, e incluso, presentar pátinas ferruginosas en el techo de los paquetes.
Las calizas se disponen en estratos tabulares, localmente con bases y techos irregulares, de 0,10 a 0,25 m de potencia. Son *mudstones* con escasos intraclastos; están nodulizadas y débilmente bioturbadas. En el primer nivel calcáreo se han distinguido moldes de cristales de yeso de hasta 0,2-0,3 cm.

Las areniscas constituyen un nivel tabular de 0,20 m de potencia situado a 3,30 m de la base del tramo. Está formado por dos estratos también tabulares, con base irregular el segundo, de 0,10 m cada uno. Son de grano fino-medio y aparentemente masivas.

TRAMO 13: 2,10 m de alternancia de lutitas marrones y areniscas ocreas.

Ambas litologías se disponen en estratos tabulares con bases y techos irregulares y potencias que oscilan, para las lutitas, de 0,20 a 0,50 m y, para las areniscas, de 0,10 a 0,25 m. Las lutitas carecen de estructuras sedimentarias internas. Las areniscas son de grano fino y pueden aparecer bioturbadas. También carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 14: 3,00 m de calizas y margo-calizas blancas con una intercalación de lutitas marrones y margas blancas.

Las calizas y margo-calizas constituyen dos paquetes tabulares situados en la base y el techo del tramo, sus potencias oscilan de 0,90 a 1,50 m. Están formadas por estratos de 0,20 a 0,70 m de potencia. Las margo-calizas se sitúan en la base de los paquetes y pasan gradualmente a calizas. Los dos paquetes son estratodecrecientes. Texturalmente las calizas son *mudstones* o *mudstone-wackestones* de escasos intraclastos, están bioturbadas por raíces y nodulizadas.

La intercalación de lutitas aparece en la base del segundo paquete calcáreo, es de 0,30-0,40 m y constituye un paso gradual a las margas y margo-calizas situadas por encima. Tanto lutitas como margas carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 15: 4,25 m de lutitas marrones anaranjadas con tonos grises.

Forman un paquete tabular. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 16: 5,00 m de lutitas marrones y margas grises con intercalaciones de areniscas ocreas.

Las lutitas forman estratos tabulares de 0,10 a 1,35 m. Son mayoritariamente masivas, aunque localmente presentan laminación horizontal. En el último metro del tramo son cada vez más carbonatadas hasta constituir margas y margo-calizas nodulizadas.

Las areniscas se disponen en estratos tabulares con fuertes variaciones laterales de potencia. La potencia de estos estratos varía de 0,10 a 0,35 m. Son de grano fino-medio y fino. Ocasionalmente, presentan estratificación cruzada en surco en *sets* de hasta 0,35 m de potencia y laminación horizontal.

TRAMO 17: 1,45 m de calizas grises.

Constituyen un paquete tabular formado por estratos también tabulares, con superficies irregulares, de 0,35 a 0,55 m de potencia. Son *mudstones* con gasterópodos turbinados de hasta 0,1-0,2 cm e intraclastos milimétricos. Están bioturbadas verticalmente por raíces y nodulizadas.

TRAMO 18: 3,60 m de margas blancas y ocreas con coloraciones rojizas.

Constituyen un paquete aproximadamente tabular y masivo. Contienen abundantes oncolitos próximos a esféricos de hasta 10 cm de diámetro; además, se han encontrado nódulos ferruginosos de colores rojizos y ocreas con formas ovoidales irregulares y de 4-6 cm de longitud máxima. Están débilmente nodulizadas.

TRAMO 19: 3,85 m de calizas blancas, beigeas y gris claro.

Constituyen estratos tabulares con bases y techos irregulares que producen cambios laterales de potencia. La potencia de estos estratos oscila de 0,25 a 1,15 m. Son primero *mudstone-wackestones* de escasos intraclastos que desaparecen en la segunda mitad del tramo, haciéndose *mudstones*. Están bioturbadas y fuertemente nodulizadas. En el techo del tramo se encuentran cavidades cónicas subperpendiculares al techo del estrato.

TRAMO 20: 4,45 m de lutitas marrones y ocreas con una intercalación de calizas blancas con coloraciones rojizas situada hacia el techo del tramo.

Las lutitas están parcialmente cubiertas en la parte inferior y superior del tramo. Forman dos paquetes aparentemente tabulares de 3,40 y 0,90 m de potencia; carecen de estructuras sedimentarias internas.

Las calizas constituyen un estrato con la base y el techo irregulares, de 0,10 a 0,20. Son *mudstones* y están muy nodulizadas.

TRAMO 21: 4,45 m de calizas y calizas margosas beige, blancas y rosas.

El tramo constituye un conjunto tabular de estratos también tabulares con superficies suavemente irregulares. Sus potencias oscilan de 0,06 a 0,95 m. Los primeros 1 a 1,20 m están formados por calizas margosas. Comienzan como *wackestones* y *packstones* de intraclastos ocre y rosas de hasta 2 mm y de escasos ostrácodos, localmente llegan a *grainstones*; el resto del tramo son *mudstones*. En conjunto, todo el tramo está fuertemente bioturbado y nodulizado.

TRAMO 22: 1,55 m de alternancia de calizas beige y lutitas marrones y margas beige y blancas.

Las calizas constituyen dos paquetes tabulares de 0,45 y 0,65 m de potencia formados internamente por estratos también tabulares con superficies irregulares, cuyas potencias varían de 0,05 a 0,30 m. Son *mudstones* que ocasionalmente pueden contener bioclastos. Están débilmente bioturbadas y en el techo del tramo presentan cavidades cónicas subverticales a la estratificación.

Las lutitas y margas constituyen dos estratos tabulares de 0,25 m el primero y 0,20 m el segundo. Este segundo nivel contiene nódulos carbonatados beige de hasta 2 cm de diámetro. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 23: 11,10 m semicubiertos, constituidos por margas y margo-calizas blancas y beige con intercalaciones de calizas blancas.

Las margas y margo-calizas constituyen cuatro paquetes aparentemente tabulares de 3,20, 3,50, 1,70 y 1,20 m de potencia. En estos paquetes las margas son mayoritarias y las margo-calizas solamente aparecen hacia el techo de los paquetes como una transición a las calizas. Localmente aparecen nodulizadas y presentan nódulos carbonatados aislados de hasta 0,3-0,4 cm. Mayoritariamente carecen de estructuras sedimentarias internas; sin embargo, localmente muestran tenue laminación horizontal.

Las calizas forman estratos tabulares de 0,10 a 0,50 m de potencia, ocasionalmente con pequeñas concavidades de detalle en la base de los estratos. Son *mudstones* con escasos intraclastos de 0,1-0,2 cm de diámetro. Están bioturbadas por raíces e intensamente nodulizadas.

TRAMO 24: 3,00 m cubiertos.

TRAMO 25: 6,70 m de lutitas marrones y ocre con intercalaciones de areniscas con los mismos colores.

Las lutitas forman paquetes tabulares de 0,20 a 2,80 m de potencia; en ocasiones están semicubiertas. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

Las areniscas constituyen estratos tabulares con bases y techos ondulados de 0,05 a 0,30 m de potencia. Son de grano fino-medio, aunque pueden alcanzar el grano medio. Al igual que las lutitas carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 26: 1,20 m de margas ocre, margo-calizas beige y blancas y calizas blancas.

Las tres litologías se suceden constituyendo un paso gradual desde las margas hasta las calizas. El paquete formado por margas y margo-calizas presenta geometría tabular y su potencia es de 1,15 m. Hacia el techo presentan importante nodulización, carecen de estructuras sedimentarias primarias internas.

Las calizas forman dos estratos tabulares de 0,25 y 0,10 m de potencia. Son *mudstones* con abundante bioturbación, así como con nódulos carbonatados y finas costras ferruginosas en el techo del tramo.

TRAMO 27: 13,15 m de lutitas marrones, ocre y beige semicubiertas y margas beige y blancas con intercalaciones de calizas y calizas margosas blancas y beige.

Las lutitas y margas forman dos paquetes aparentemente tabulares de 3,70 y 6,40 m de potencia. En ambos niveles dominan las lutitas, y solamente los 0,50 a 0,80 m últimos están constituidos por margas. Aparentemente unas y otras carecen de estructuras sedimentarias internas.

Las calizas y calizas margosas se disponen en dos paquetes tabulares de 1,60 y 1,50 m de potencia, constituidos internamente por estratos tabulares con bases y techos irregulares de 0,10 a 0,70 m de espesor. El primer paquete es un *wackestone* de intraclastos de hasta 0,15 cm y el segundo un *mudstone*; ambos muestran bioturbación vertical por raíces y nodulización.

TRAMO 28: 10,20 m de lutitas marrones y rojas que hacia el techo del tramo pasan a margas grisáceas, con dos intercalaciones de areniscas marrones y beige.

Las lutitas y margas se disponen en tres paquetes tabulares de 1,95, 3,95 y 3,40 m de potencia. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

Las intercalaciones de areniscas constituyen dos niveles tabulares de 0,15 m la primera y 0,70 m la segunda. Esta última formada por estratos también tabulares cuya potencia oscila entre 0,15 y 0,35 m. Son de grano fino-medio a medio. Al igual que los tramos blandos carecen de estructuras sedimentarias internas. Sin embargo, pueden presentar aspecto noduloso.

TRAMO 29: 4,45 m de calizas beiges y margas y margo-calizas blancas y beiges.

Las calizas se disponen en estratos tabulares cuyas superficies de estratificación pueden ser muy irregulares, con bases multicóncavas en ocasiones. Sus potencias oscilan entre 0,15 y 0,60 m. Son *mudstones*, localmente *floatstones* de intraclastos de hasta 0,3-0,4 cm. Están débilmente bioturbadas.

Las margas y margo-calizas forman niveles tabulares de 0,05 a 1,75 m de potencia. Carecen de estructuras sedimentarias primarias internas. Los niveles margosos presentan nódulos carbonatados aislados de hasta 1-2 cm de diámetro máximo, mientras los niveles más carbonatados están fuertemente nodulizados.

TRAMO 30: 3,40 m de lutitas marrones rojizas con coloraciones locales grises con un nivel arenoso marrón-grisáceo en el techo del tramo.

Las lutitas constituyen un paquete tabular de 3,20 m de potencia, aparentemente masivo.

Las areniscas forman un nivel tabular con base y techo irregulares de 0,20 m de potencia. Son de grano fino y carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 31: 1,95 m de margo-calizas blancas con tonos anaranjados y calizas beiges y ocre.

Las margo-calizas constituyen los primeros 1,75 m del tramo. Están fuertemente nodulizadas y contienen nódulos ferruginosos de 1-1,5 cm de diámetro máximo. Carecen de otras estructuras sedimentarias internas.

Las calizas forman los últimos 0,25 m del tramo. Son un nivel tabular con un contacto difuso con las margo-calizas. Son *mudstones* fuertemente nodulizadas.

TRAMO 32: 3,05m de margas blancas y calizas beiges.

Las margas forman un nivel tabular de 2,10 m de potencia situado en la base del tramo. Contienen escasos gasterópodos turbinados de más de 2 cm; además, presentan nodulización.

Las calizas forman un conjunto tabular de 0,95 m de espesor, constituido por estratos lenticulares cuyas potencias oscilan entre 0,20 y 0,50 m. Texturalmente varían desde *mudstone-wackestones* hasta *packstones* de intraclastos y escasos bioclastos. Están nodulizadas y brechificadas.

TRAMO 33: 3,25 m de lutitas marrón claro con una intercalación de arenas naranjas.

Las lutitas forman dos paquetes tabulares de 1,20 el primero y 1,35 el segundo, y aparentemente carecen de estructuras sedimentarias internas.

Las arenas constituyen un único nivel aparentemente tabular, pero con la base y el techo cubiertos, de aproximadamente 0,70 m de potencia. Son de grano fino, y al igual que las lutitas, carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 34: 1,10 m de calizas beiges rosadas.

Forman estratos lenticulares de 0,30 a 0,60 m de potencia. Son *mudstones* con escasos intraclastos; acompañando a los intraclastos aparecen importantes concentraciones de clastos de cuarzo de 300-400 μm . Están bioturbadas y nodulizadas, y presentan cavidades cónicas subperpendiculares en el techo del tramo.

Consideraciones

Todo el perfil se ha levantado dentro de la unidad cartográfica que Castiella (1977) denomina T_{C11-12}^{Bb-Bc} ; por otro lado, a partir del tramo 23 comienza la "Formación Borja" de Inglès *et al.* (1998).

Hasta el techo del tramo 8 (metro 34,5) la evolución vertical del perfil aparece mal definida.

La aparición de las lutitas, conglomerados y areniscas de los tramos 9-10 suponen un salto granulométrico brusco, posible ruptura sedimentaria, que marca el inicio de una evolución compleja, granodecreciente en conjunto, que termina en el techo del perfil.

Hacia la mitad inferior del tramo 1 (metros 2 a 5) se sitúa el yacimiento de vertebrados de Tarazona de Aragón (Valdés *et al.*, 1986).

En la vertiente sur del cerro de Plana Melero, Murelaga *et al.* (en prensa) identifican dos nuevos yacimientos: Melero-20 y Melero-30 que se localizan muy próximos al perfil de Lugar. Estratigráficamente el yacimiento Melero-20 es equivalente al techo del tramo 16 (metro 61) del perfil de Lugar, mientras que Melero-30 se sitúa aproximadamente en el tramo 22 (metro 80).

2.2.2-Perfil de Lugar Sur (fig. 2.6).

Situación

Este perfil se ha realizado en el margen occidental de la Muela de Borja, aproximadamente 5 km al S-SE del municipio de Cunchillos (fig. 2.2).

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TXM107361

Techo: 30TXM109363

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

TRAMO 1: 1,5 m de margas beiges semicubiertas y calizas beiges y grises hacia el techo del tramo.

Las margas forman los primeros 0,75 m del tramo y presentan nodulización.

Las calizas forman dos estratos tabulares irregulares de 0,35 y 0,40 m de potencia. Son *mudstones* con bioturbación, nodulización y brechificación hacia el techo del tramo.

TRAMO 2: 3,60 m de lutitas marrones, ocre, amarillas y rojizas.

Forman un paquete tabular, aparentemente masivo. Contienen nódulos carbonatados que se acumulan mayoritariamente hacia el techo del tramo.

TRAMO 3: 10,40 m de calizas y calizas margosas beiges y grises con intercalaciones de lutitas y margas beiges, amarillas, marrones y grisáceas.

Las calizas y calizas margosas forman conjuntos tabulares de 0,60 a 1,90 m de potencia constituidos por estratos tabulares con bases y techos que pueden ser irregulares. Sus potencias varían entre 0,10 y 1,15 m. Mayoritariamente son *mudstones* y pueden llegar a *wackestone-packstones* de intraclastos de hasta 500 μm y escasos bioclastos. Están nodulizadas, ocasionalmente muestran brechificación y, en el último tercio del tramo, también nódulos de sílex marrón de varios centímetros de diámetro. Los *mudstones* presentan bioturbación subvertical por raíces

Las lutitas y margas también forman estratos tabulares de 0,10 a 1,05 m de potencia. Contienen nódulos carbonatados que pueden agruparse dando niveles carbonatados discontinuos de 0,10 a 0,15 m de espesor, intercalados en los paquetes margosos. Ocasionalmente muestran débil laminación paralela.

TRAMO 4: 4,70 m de margas y calizas blancas.

Las margas constituyen los 3,80 m primeros del tramo. Son masivas y contienen nódulos carbonatados centimétricos, mucho más abundantes hacia el techo, llegando incluso a formar

niveles discontinuos de calizas nodulosas de 0,10 a 0,15 m de potencia.

Las calizas forman tres estratos tabulares de 0,25-0,25 y 0,40 m de potencia, situados en el techo del tramo. Son *mudstones* con nódulos de sílex marrón en el último estrato.

TRAMO 5: 4,50 m de lutitas marrones y rojizas y areniscas naranjas, ocre y marrones.

Las lutitas constituyen aproximadamente los dos primeros metros del tramo; existe un paso gradual desde las lutitas a las areniscas dominantes en la segunda mitad del tramo.

Las areniscas forman estratos tabulares de 0,25 a 0,50 m de espesor. Son de grano fino-medio a medio. Tanto lutitas como areniscas carecen de estructuras sedimentarias internas. El tramo se organiza en dos secuencias granocrecientes.

TRAMO 6: 1,70 m de lutitas grises y marrones.

Forman un nivel tabular masivo; contienen nódulos carbonatados dispersos.

TRAMO 7: 4,35 m de calizas blancas y beige con dos intercalaciones de margas grises y blancas.

Las calizas forman tres paquetes tabulares cuyos espesores oscilan entre 0,65 y 1,25 m, constituidos por estratos también tabulares de 0,15 a 0,90 m de potencia. Son *mudstones* nodulizadas y bioturbadas hacia la base y con escasos intraclastos de 0,2-0,3 mm y nódulos de sílex ocre de varios centímetros situados hacia el techo de los estratos.

Las margas forman dos niveles aparentemente tabulares de 1,30 y 0,25 m de potencia. El primer nivel contiene oncolitos calcáreos subsféricos de hasta 3-4 cm de diámetro y carece de estructuras sedimentarias internas; sin embargo, el segundo nivel presenta débil laminación paralela.

TRAMO 8: 13,15 m de lutitas marrones, ocre, beige y negras con una intercalación de calizas beige con tonos amarillos.

Las lutitas forman dos paquetes de aspecto tabular de 8,70 y 3,60 m de potencia. Contienen nódulos carbonatados en la parte superior del primer paquete. La abundancia de nódulos puede generar la existencia de niveles discontinuos de caliza nodulosa de hasta 0,10 m de espesor. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

Las calizas constituyen un paquete tabular compuesto por dos estratos tabulares de 0,15 y 0,70 m de potencia cada uno. Texturalmente son *mudstones*.

TRAMO 9: 1,85 m cubiertos.

TRAMO 10: 9,95 m de margas ocre y grises, lutitas grises, margo-calizas y calizas ocre y beige.

Las margas, margo-calizas y lutitas constituyen la mayor parte del tramo (dos niveles tabulares de 5,40 y 3,00 m); carecen de estructuras sedimentarias internas. Las margo-calizas presentan nódulos carbonatados aislados y/o aspecto noduloso.

Las calizas se disponen en dos paquetes tabulares de 0,65 y 0,80 m de espesor, constituidos por estratos también tabulares cuyas potencias oscilan entre 0,10 y 0,45 m. Son *mudstones* con escasos bioclastos; pueden estar débilmente laminadas, e incluso, nodulizadas.

El tramo se organiza en dos secuencias de 6,10 y 3,80 m de potencia cada una que evolucionan hacia mayor contenido en carbonato, terminando con calizas estratocrecientes.

TRAMO 11: 1,00 m cubierto.

TRAMO 12: 2,00 m de arenas naranjas semicubiertas.

Son de grano fino a fino-medio y carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 13: 1,00 m cubierto.

TRAMO 14: 5,00 m de arenas amarillas y naranjas semicubiertas.

Son de grano fino. Muestran aspecto masivo; sin embargo, lateralmente pasan a niveles de espesor decimétrico con geometrías canaliformes y sigmoidales que alternan con capas lutíticas marrón oscuro de varios centímetros de potencia, finamente laminadas.

TRAMO 15: 1,60 m de calizas beige con tonos naranjas.

Constituyen estratos tabulares con fuertes irregularidades en bases y techos. Sus potencias varían

entre 0,10 y 0,40 m. Son *mudstone-wackestones* de intraclastos de 500 μm y bioclastos; además, presentan gran cantidad de clastos de cuarzo de 100 μm . Están bioturbadas y muestran aspecto oqueroso.

Consideraciones

Estos materiales corresponden a la parte superior de la unidad T_{C11-12}^{Bb-Bc} de Castiella (1977) y a la "Formación Borja" de Inglès *et al.* (1998).

Se ha correlacionado mediante el seguimiento de líneas de capa en fotografía aérea con el perfil de Lugar, de tal forma que el techo del tramo 3 del perfil de Lugar Sur es equivalente al tramo 33 del perfil de Lugar (véase fig. 2.21)

La evolución vertical de este perfil está mal definida. La existencia de niveles arenosos hacia la mitad del perfil (metros 22 a 25) y hacia el techo (metros 56 a 64) induce a visualizarlo en su conjunto como una macrosecuencia granocreciente, pero su carácter incompleto y la carencia de límites rupturales puede enmascarar una evolución más completa y de diferente signo.

2.2.3-Perfil de Borja (fig. 2.7).

Situación

Este perfil se ha realizado en el margen sureste de la Muela de Borja. Su base se sitúa 2,5 km al noroeste del municipio de Borja y el techo en lo alto de la muela, en el sector de la Muela Puntal (fig. 2.2).

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TXM192329

Techo: 30TXM167340

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

TRAMO 1: 5,30 m de margas y margo-calizas blancas y beigeas con intercalaciones de limolitas y areniscas ocreas y calizas arenosas blancas.

Las margas y margo-calizas se disponen en dos paquetes tabulares de 1,10 a 3,60 m de potencia. Son masivas y muestran nodulización importante en la segunda mitad del tramo.

Las limolitas y areniscas aparecen en estratos tabulares con bases y techos irregulares y potencias que oscilan entre 0,10 y 0,20 m. Las areniscas son mayoritariamente de grano fino-medio, aunque localmente pueden constituir un microconglomerado. Tanto limolitas como areniscas carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 2: 2,90 m semicubiertos.

Localmente se distinguen niveles arenosos de geometría tabular y potencia de aproximadamente 10-20 cm. Son areniscas beigeas y ocreas de grano fino. Los últimos 20 cm del tramo están constituidos por lutitas marrones finamente laminadas.

TRAMO 3: 0,30 m de calizas beigeas.

Se disponen en dos estratos tabulares con bases y techos suavemente irregulares, cuya potencia es 0,20 m el primer estrato y 0,10 m el segundo. Son *mudstones*, localmente *wackestones* y *wackestone-packstones* de intraclastos y bioclastos reconocibles por la porosidad móldica. Presentan laminación paralela muy fina en el primer estrato y bioturbación vertical también muy

fin a en el segundo.

TRAMO 4: 5,30 m de alternancia de margas blancas, beige y rojizas y areniscas marrones y naranjas.

Las areniscas se disponen en estratos tabulares con bases y techos suavemente irregulares, localmente pueden mostrar bases cóncavas que provocan variaciones laterales de potencia. El espesor de los estratos arenosos oscila entre 0,05-0,40 m. Son mayoritariamente de grano fino, aunque también se distinguen de grano medio. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

Las margas constituyen estratos tabulares con bases y techos que se adaptan a la geometría de los estratos arenosos y cuya potencia oscila entre 0,05 y 1,5 m. Están finamente laminadas en la mitad inferior del tramo y son masivas en el resto. Ocasionalmente muestran nodulización.

TRAMO 5: 1,40 m de areniscas naranjas y blancas y conglomerados también naranjas.

Constituyen un cuerpo canaliforme de base cóncava y techo plano, formado por estratos canaliformes y sigmoidales de 0,10 a 0,60 m de potencia. Las areniscas son de grano medio. Los conglomerados se encuentran rellenando la parte inferior de las concavidades, son granosostenidos y presentan clastos de diferentes composiciones (arenisca, cuarcita y caliza) de hasta 3 cm de diámetro máximo, bien redondeados y próximos a esféricos.

Presentan estratificación cruzada de relleno de canal en *sets* de 1,15 m y, en el techo, estratificación cruzada planar en *sets* de 0,20 m.

TRAMO 6: 5,60 m de margas y calizas blancas con coloraciones naranjas.

Las margas constituyen dos paquetes tabulares de 3,40 m de potencia el primero y 1,05 m el segundo. Son masivas y están más cementadas en el techo de los paquetes. Pueden estar bioturbadas.

Las calizas se disponen en estratos tabulares de 0,15 a 0,55 m de potencia situados en la mitad superior del tramo. Son *mudstones*, localmente *wackestones*, de intraclastos. Se encuentran fuertemente nodulizadas y bioturbadas por raíces.

TRAMO 7: 3,35 m de alternancia de lutitas marrones y naranjas y areniscas marrones.

Las lutitas se disponen en estratos tabulares de 0,15 a 1,50 m de potencia. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

Las areniscas forman estratos tabulares de 0,15 a 0,35 m de potencia. Son de grano medio, aunque localmente puedan presentar grano grueso e incluso constituir un microconglomerado. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 8: 6,70 m de lutitas marrones y margas y margo-calizas blancas, localmente gris oscuro, con una intercalación de calizas también blancas.

Las lutitas se sitúan en la base del tramo y pasan a aproximadamente 2 m de la base a margas y margo-calizas dominantes en el resto del tramo. En conjunto constituyen un paquete tabular.

Además, en este tramo se sitúa a aproximadamente 2,3-2,4 m del techo un nivel lutítico oscuro de 0,10 a 0,15 m de potencia. Contiene abundantes restos carbonosos y gasterópodos turbinados enteros y fragmentados.

La intercalación de calizas constituye un único estrato tabular de 0,45 m de potencia, situado a 0,75 m del techo del tramo. Texturalmente son *mudstones* y aparecen fuertemente nodulizadas.

TRAMO 9: 7,35 m de calizas grises y beige con coloraciones rojizas, con una intercalación de areniscas beige.

Las calizas constituyen estratos con geometrías en montículos de base plana y techo convexo o bien formas sigmoidales que se apoyan sobre los anteriores; alcanzan una potencia máxima de 2,30-2,40 m. Estos estratos superiores oscilan entre 0,25 y 0,60 m de potencia. Texturalmente los montículos son *mudstones* y *wackestones* que localmente llegan a *packstone-grainstones* de intraclastos, en ocasiones pueden contener restos de gasterópodos, ostrácodos y otros bioclastos indeterminados. Además, presentan importantes perforaciones verticales y subverticales generadas por bioturbación de raíces. Sin embargo, los estratos sigmoidales están constituidos por calizas *floatstones* con escasos gasterópodos turbinados, fuertemente bioturbadas y nodulizadas. Estos estratos pueden presentar interestratos de margas rojizas de 0,02 a 0,10 m de potencia.

A 0,20 m de la base aparece un nivel lenticular de areniscas beige de 0,15 m de potencia de grano fino-medio que carece de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 10: 2,20 m de lutitas rojas y naranjas.

Constituyen un paquete tabular que carece de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 11: 8,05 m de alternancia de calizas, localmente arenosas, blancas, grises y ocre hacia el techo, y margas blancas, beige y grises claras.

Las calizas constituyen estratos tabulares con bases y techos suavemente irregulares, localmente con bases cóncavas. Estos estratos oscilan entre 0,10 y 0,70 m de potencia, agrupados en conjuntos tabulares de 0,40 a 1,55 m de espesor. Son *mudstones* que pueden mostrar porosidad móldica, nodulización y escasa bioturbación.

Las margas forman estratos tabulares masivos con espesores que oscilan entre 0,10 y 1,40 m.

TRAMO 12: 2,60 m de lutitas ocre en la base y grises con coloraciones rojizas y amarillas en el resto, con intercalaciones de areniscas ocre y grises.

Las lutitas forman un estrato tabular en la base del tramo de 0,20 m con fina laminación horizontal, mientras que el resto constituyen dos paquetes tabulares de 1,45 y 0,40 m masivos.

Las areniscas constituyen dos estratos tabulares de 0,20 m de potencia cada uno situados en la base del tramo e intercalaciones lenticulares de 0,15 a 0,20 m de potencia máxima hacia el techo del tramo. Son de grano fino y carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 13: 2,55 m de calizas blancas y beige.

Se disponen en estratos tabulares con bases y techos suavemente ondulados con amplitud de hasta 1 m y potencias que oscilan entre 0,30 y 1,15 m. Comienzan siendo *mudstones* y hacia la mitad del tramo pasan a *rudstones* de fragmentos de tallos y oncolitos de hasta 0,2-0,4 cm de diámetro, junto con escasos intraclastos. Termina el tramo como *floatstones* de estos mismos componentes. Pueden presentar bioturbación.

TRAMO 14: 2,50 m de lutitas y margas semicubiertas de color marrón y beige y calizas beige y rosas.

Las lutitas y margas constituyen dos paquetes tabulares de 0,30 a 1,50 m semicubiertos. Aparentemente carecen de estructuras sedimentarias internas.

Las calizas forman dos paquetes tabulares de 0,60 m de potencia en primero y 0,20 m el segundo, constituidos internamente por estratos también tabulares que oscilan entre 0,06 y 0,20 m de grosor. Son *mudstones* que muestran porosidad móldica y ocasionalmente nodulización.

TRAMO 15: 8,65 m de areniscas beige, amarillas y grises con intercalaciones de lutitas rojas. Existen algunas zonas parcialmente cubiertas.

Se disponen en estratos tabulares con bases y techos irregulares con potencias que oscilan entre 0,15 y 0,80 m. Se han reconocido varias secuencias estratocrecientes. Son areniscas mayoritariamente de grano fino, aunque pueden variar desde muy fino a fino-medio. Ocasionalmente, presentan aspecto noduloso y carecen de estructuras sedimentarias internas. Hacia la mitad del tramo se ha diferenciado algún interestrato de lutitas rojas de 1 a 2 cm de potencia.

TRAMO 16: 6,65 m de alternancia calizas blancas, beige y amarillas y margas blancas con coloraciones amarillas.

Las calizas se disponen en estratos tabulares y lenticulares, a veces con bases y techos muy irregulares, fuertemente ondulados. Su potencia oscila entre 0,10 y 1,15 m. Texturalmente son *mudstones*, localmente *floatstones* de intraclastos de hasta 0,5-1 cm de diámetro máximo, que pueden estar nodulizadas. Hacia la base se diferencian oncolitos milimétricos y porosidad móldica, mientras que hacia el techo del tramo son *floatstones* y *rudstones* de fragmentos de tallos de 0,2-0,3 cm de diámetro y fragmentos carbonosos.

Las margas constituyen estratos tabulares de 0,25 a 0,75 m de potencia. Contienen nódulos carbonatados blancos y naranjas de hasta 10 cm de diámetro. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 17: 2,15 m de calizas beige.

Constituyen tres estratos tabulares con bases y techos ondulados. Sus potencias de base a techo son 0,80, 0,90 y 0,45 m. Comienzan como *mudstones* de bioclastos e intraclastos de 0,1 a 0,2 cm que pasan hacia el techo del tramo a *floatstones* y *rudstones* de fragmentos de tallos milimétricos y bioclastos. Los dos primeros estratos presentan laminación ondulada.

TRAMO 18: 2,15 m semicubiertos.

Localmente se distinguen lutitas rojas y marrones formando un paquete tabular que aparentemente carece de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 19: 4,80 m de calizas y calizas margosas beige que hacia la mitad del tramo se vuelven arenosas y margo-calizas blancas.

Las calizas y calizas margosas constituyen dos paquetes tabulares de 2,70 y 0,40 m de potencia. Están formados internamente por varios estratos también tabulares de 0,35 a 1,15 m de potencia. Son *mudstones* que pasan en la vertical a *wackestone-packstones* de intraclastos de micrita gris de 1-2 mm, de fragmentos de tallos de 0,1-0,2 cm de diámetro y de escasos bioclastos, reconocibles por la porosidad móldica dejada. Algunas zonas aparecen nodulizadas y el techo de los estratos muestra bioturbación por raíces.

Las margo-calizas constituyen dos niveles de 1,50 m el primero y 0,20 m el segundo. Mayoritariamente aparecen nodulizadas distinguiéndose nódulos carbonatados ocre de 1-2 cm de diámetro.

TRAMO 20: 9,00 m de margas grises y beige y lutitas ocre.

Los primeros 5,50-6,00 m del tramo aparecen semicubiertos, aunque se reconocen margas localmente. El resto del tramo está constituido por lutitas. En conjunto, constituyen un potente nivel tabular masivo que presenta a 1,20-1,50 m de la base varias capas oscuras de pocos centímetros de espesor.

TRAMO 21: 8,20 m de margas y margo-calizas beige, grises, blancas y verde claro y de calizas blancas, beige y grises.

Las margas y margo-calizas constituyen estratos tabulares de 0,20 a 5,30 m de espesor, que se adaptan a la geometría de los estratos de calizas. Hacia la base del tramo contienen restos carbonosos y hacia el techo aparecen nodulizadas.

Las calizas forman estratos tabulares con suaves ondulaciones en bases y techos, de 0,10 a 0,50 m de potencia. Estos estratos pueden ordenarse en secuencias estratodecrecientes, y se encuentran en la mitad inferior del tramo. Texturalmente son *floatstones* e incluso pueden llegar a *rudstones* de intraclastos grises milimétricos, fragmentos de tallos, gasterópodos turbinados, bioclastos no identificables, y, de forma muy esporádica, oncolitos milimétricos. Además, pueden aparecer nodulizadas y bioturbadas fundamentalmente hacia el techo del tramo calizo.

TRAMO 22: 2,75 m de calizas y calizas margosas de color blanco y beige, con intercalaciones margosas blanquecinas o rosáceas.

Las calizas constituyen estratos tabulares con bases y techos ligeramente ondulados. Sus potencias oscilan entre 0,35 y 0,80 m. Texturalmente comienzan siendo *mudstones* con escasos intraclastos milimétricos, a continuación *floatstones* y *rudstones* de bioclastos (tal vez ostrácodos desarticulados) y fragmentos de tallos milimétricos; por último, pasa a *floatstones* de intraclastos y oncolitos ambos milimétricos. Es frecuente la bioturbación por raíces y más esporádica la nodulización.

Las margas constituyen dos estratos tabulares que se adaptan a las ondulaciones de los estratos de caliza. El primero tiene una potencia de aproximadamente 0,20 m y el segundo 0,05 m. Pueden presentar laminación ondulada.

TRAMO 23: 0,90 m cubiertos.

TRAMO 24: 4,10 m de margas parcialmente cubiertas beige, grises y blancas con tres intercalaciones de calizas beige.

Las margas constituyen varios niveles tabulares que oscilan de 0,10 a 2,95 m de potencia. Mayoritariamente son masivas, aunque hacia el techo del tramo presentan fina laminación horizontal.

Las calizas forman estratos tabulares situados preferentemente hacia la base del tramo cuya potencia oscila desde 0,06 a 0,30 m. Son *floatstone-rudstones* de fragmentos de tallos, oncolitos milimétricos, escasos intraclastos e importante bioturbación. Hacia techo del tramo aparece un único estrato de calizas *mudstones*.

- TRAMO 25: 2,75 m de calizas y calizas margosas blancas, grises, beige, localmente rosas o amarillas.
Se disponen en estratos tabulares con bases y techos irregulares cuya potencia oscila desde 0,10 a 1,05 m. Texturalmente comienzan siendo *floatstones* que a veces llegan a *rudstones* de intraclastos y oncolitos, acompañados de fragmentos carbonosos.
La segunda mitad del tramo es más margosa; son *mudstones*, localmente *wackestones* y *wackestone-packstones* de fragmentos de tallos de hasta 0,1 cm de diámetro y oncolitos también milimétricos. Hacia el techo de algunos estratos se ha reconocido bioturbación y cavidades verticales y subverticales. Además, los niveles más margosos presentan nodulización importante. Por último, en la base del tramo aparece suave laminación ondulada.
- TRAMO 26: 1,20 m cubiertos.
- TRAMO 27: 5,05 m de margas beige y grises con coloraciones locales amarillas y dos intercalaciones de calizas margosas amarillas y naranjas.
Las margas constituyen dos paquetes tabulares separados por una intercalación de calizas. Sus potencias son 0,70 m el primero y 4,10 m el segundo. Aproximadamente a 3,00-3,20 m de la base del tramo aparece un nivel que contiene nódulos carbonatados beige de hasta 10 cm de diámetro. Mayoritariamente son masivas, excepto en la base donde se diferencia laminación ondulada y en el techo del tramo que presenta laminación paralela.
Las calizas forman dos estratos tabulares de 0,10 y 0,15 m de potencia. Son *mudstones* que presentan nodulización muy intensa en el caso del primer nivel y suave laminación horizontal en el segundo.
- TRAMO 28: 8,10 m semicubiertos.
Los primeros 0,80 m aparecen cubiertos; en el resto del tramo se diferencian margas beige que hacia el techo se hacen grises. Aparentemente carecen de estructuras sedimentarias internas.
- TRAMO 29: 1,35 m de calizas beige, blancas con coloraciones amarillas y naranjas hacia el techo del tramo, que presentan una intercalación margosa beige.
Las calizas se disponen en estratos tabulares con bases y techos irregulares, cuya potencia oscila entre 0,15 y 0,50 m. Son *wackestone-packstones* de intraclastos, que incluyen fragmentos de tallos muy finos, milimétricos, que muestran fuerte nodulización. Sin embargo, el estrato superior está formado por *mudstones* con restos carbonosos oxidados, y aparece cubierto por una costra ferruginosa en el techo.
Las margas constituyen un único estrato tabular de 0,20 m de espesor. Contienen nódulos carbonatados aislados. Carecen de estructuras sedimentarias internas.
- TRAMO 30: 3,15 m semicubiertos.
Localmente se identifican margas ocre y blancas hacia el techo.
- TRAMO 31: 3,45 m de calizas blancas y beige.
Constituyen un paquete tabular formado internamente por estratos tabulares, pero con bases y techos muy irregulares y discontinuos. Sus potencias oscilan entre 0,20 y 0,75 m. Texturalmente comienzan siendo *mudstones* de bioclastos no identificables, fragmentos carbonosos y gasterópodos planoespiralados en la base del tramo. La nodulización es muy acusada. Sin embargo, el último tercio del tramo son *mudstone-wackestones*, localmente hasta *packstones*, de intraclastos de 0,1-0,2 cm y fragmentos de tallos milimétricos. Hacia el techo se encuentra bioturbación de raíces y cavidades cónicas perpendiculares y subperpendiculares al techo del estrato.
- TRAMO 32: 6,85 m de lutitas marrones con intercalaciones arenosas rojas y grises claras hacia el techo del tramo.
Las lutitas se disponen en paquetes tabulares de aproximadamente 0,90 a 4,15 m; son masivas.
Las areniscas constituyen estratos tabulares y lenticulares de 0,10 a 0,45 m de potencia. Son de grano fino y ocasionalmente presentan débil estratificación cruzada en surco.
- TRAMO 33: 3,30 m de alternancia de margas blancas y beige y de calizas margosas grises claro y blancas.
Las margas constituyen dos niveles tabulares de 0,90 y 1,25 m de potencia; el segundo está

semicubierto. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

Las calizas margosas constituyen dos paquetes tabulares de 0,55 y 0,45 m de potencia, formados internamente por finos estratos tabulares de 0,05 a 0,20 m de potencia. Son *mudstones* con escasos bioclastos, ostrácodos, tallos de carofitas y bioturbación muy fina.

TRAMO 34: 11,9 m de areniscas beige, marrones claras y amarillas y lutitas marrones semicubiertas.

Las areniscas dominan a partir de los 3-3,5 m de la base del tramo formando un potente paquete de 6,20 m. Constituyen estratos lenticulares, e incluso, algún nivel con geometría tabular y fuertes irregularidades en bases y techos. Sus potencias oscilan desde 0,15 a 1,40 m. Comienzan siendo de grano fino y pasan en la vertical a grano medio. Mayoritariamente carecen de estructuras sedimentarias internas; localmente se ha distinguido estratificación cruzada en surco constituyendo *sets* de aproximadamente 0,20-0,30 m de espesor.

Las lutitas dominan en la primera parte del tramo y pasan gradualmente hacia las areniscas de grano fino. Así pues, el conjunto es granocreciente. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 35: 0,65 m cubiertos.

TRAMO 36: 13,15 m de lutitas marrones y grises, margas beige y blancas con finas intercalaciones de calizas y calizas margosas blancas, beige y grises.

Las lutitas y margas forman paquetes tabulares de 0,25 a 3,90 m de potencia, constituidos por lutitas que hacia el techo de los paquetes se hacen más carbonatadas llegando a margas. Mayoritariamente estos niveles blandos son masivos y muy homogéneos, pero localmente presentan finas láminas de yeso pulverulento blanco hacia la base, tenue laminación horizontal, gasterópodos turbinados e incluso niveles carbonosos hacia el techo del tramo.

Las calizas y calizas margosas se disponen en estratos tabulares de 0,05 a 0,25 m de potencia. Son *floatstones* de gasterópodos turbinados y planoespiralados de hasta 1,5 cm de longitud máxima, tallos de carofitas, ostrácodos y otros bioclastos indeterminados, junto con escasos intraclastos en el techo del tramo. Localmente muestran bioturbación y porosidad móldica. Presentan laminación horizontal, a veces, resaltada por la orientación preferente de los gasterópodos con sus ejes mayores paralelos a la estratificación.

TRAMO 37: 5,90 m de lutitas marrones y beige con tonos anaranjados que presentan intercalaciones de areniscas marrones y naranjas.

Las lutitas constituyen paquetes tabulares de 0,15 a 3,00 m. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

Las areniscas se disponen en estratos tabulares suavemente ondulados de 0,10 a 0,40 m de potencia. Son de grano medio hacia la base del tramo y fino-medio hacia el techo. Ocasionalmente presentan laminación horizontal.

TRAMO 38: 1,15 m de calizas beige y blancas con una intercalación de arenisca de color marrón claro.

Las calizas se disponen en finos estratos tabulares de 0,06 a 0,20 m de potencia. Son *mudstones* y *floatstones* de bioclastos fragmentados indeterminados, entre los que se reconocen escasos gasterópodos turbinados enteros.

Las areniscas constituyen una intercalación de 0,30 m de potencia formada por dos estratos tabulares suavemente ondulados de 0,20 y 0,10 m de potencia cada uno. Son de grano fino y aparecen más cementadas hacia el techo. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 39: 4,20 m de lutitas marrones, rojas, grises y ocre hacia el techo, con una intercalación de areniscas naranjas.

Las lutitas forman dos paquetes tabulares, masivos de 2,75 y 1,35 m de potencia. Las areniscas forman un estrato lenticular de 0,20 m de potencia máxima. Son de grano fino-medio y carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 40: 0,65 m de calizas grises y ocre hacia el techo.

Constituyen un conjunto de estratos tabulares con bases y techos irregulares y cuya potencia oscila de 0,05 a 0,20 m. Son *mudstones*, localmente *floatstones* con gasterópodos turbinados. Se distingue, además, porosidad móldica y nodulización, más acentuada hacia el techo del estrato.

TRAMO 41: 9,70 m de lutitas y lutitas arenosas, parcialmente semicubiertas, de color marrón, ocre y gris, con intercalaciones de areniscas marrones y ocre.

Las lutitas y lutitas arenosas constituyen dos paquetes tabulares de 7,10 y 1,75 m de potencia. Contienen ocasionalmente bioclastos indeterminados y carecen de estructuras sedimentarias internas.

Las areniscas forman estratos tabulares de 0,07 a 0,20 m de potencia, individuales y, hacia techo, agrupados en un paquete tabular de 0,70 m. Son de grano fino a fino-medio. Al igual que las lutitas carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 42: 10,00 m de lutitas marrones y ocre con algún nivel fino gris oscuro. Hacia el techo del tramo presentan finas intercalaciones de calizas margosas grises.

Las lutitas constituyen un conjunto aparentemente tabular que hacia techo aparece semicubierto. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

Las intercalaciones de calizas margosas forman estratos tabulares de 0,02 a 0,05 m de potencia. Son *mudstones* con débil laminación horizontal.

TRAMO 43: 0,50 m de conglomerados marrón-rojizos que lateralmente pasan a lutitas rojas.

Los conglomerados forman un nivel cuya base y techo aparecen cubiertos. Son granosostenidos, heterométricos y polimícticos. Los clastos son mayoritariamente de caliza gris, beige y, más ocasionalmente, roja y negra, de hasta 14-16 cm de diámetro. Acompañando a los clastos de carbonato aparecen clastos de arenisca ocre de grano fino, clastos blandos amarillentos y escasos clastos de cuarzo blanco y rosa muy finos, hasta de 0,2 cm. Varían de poco redondeados a subangulosos. La matriz es arenosa de grano grueso. Carecen de estructuras sedimentarias internas, pero muestran granodecrecimiento hacia el techo.

TRAMO 44: 1,00 m cubierto.

TRAMO 45: 2,50 m de calizas beiges con intercalaciones de margas blancas.

Las calizas forman estratos tabulares con bases y techos muy irregulares de 0,15 a 0,45 m de potencia. Son *floatstone-rudstones* y *rudstones* de fragmentos de tallos y oncolitos de hasta 0,5 y 1 cm de diámetro y escasos gasterópodos turbinados.

Las margas forman también estratos tabulares que se adaptan a los estratos de calizas, sus potencias oscilan de 0,10 a 0,20 m. Aparentemente carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 46: 6,70 m cubiertos.

TRAMO 47: 1,60 m de calizas beiges y blancas con una fina intercalación margosa blanca.

Las calizas forman dos conjuntos tabulares con bases y techos ondulados con amplitud de aproximadamente 0,50 m y una potencia de 0,95 y 0,60 m cada uno, constituidos internamente por estratos también tabulares de 0,20 a 0,60 m de espesor. Son *floatstones* con escasos bioclastos y oncolitos de hasta 0,5-1 cm de diámetro. Presentan fuerte bioturbación vertical por raíces de hasta 10-12 cm de largo.

La intercalación margosa tiene una potencia de 0,05 m y contiene nódulos carbonatados de hasta 0,1 cm.

TRAMO 48: 1,10 m cubiertos.

TRAMO 49: 0,25 m de calizas beiges y amarillas.

Forman un único estrato tabular con la base cubierta y el techo irregular. Son *rudstones* de fragmentos de tallos de hasta 0,3 cm de diámetro, oncolitos de hasta 2-3 cm, fragmentos de oncolitos y de estromatolitos de hasta 0,5 cm de longitud máxima. Localmente el componente dominante son fragmentos de tallos de carofitas de hasta 0,1 cm de diámetro.

TRAMO 50: 3,80 m de margas marrón-grisáceo y marrón-rojizo.

Constituyen un paquete aparentemente tabular. Son masivas y contienen un nivel centimétrico de fragmentos carbonosos a 0,75 m del techo del tramo.

TRAMO 51: 1,85 m cubiertos.

TRAMO 52: 1,65 m de margas beiges y calizas también beiges.

Las margas forman un único nivel de 0,95 m de potencia. Contienen intraclastos y oncolitos milimétricos. Hacia el techo aparece laminación paralela.

Las calizas constituyen estratos tabulares bastante irregulares de 0,10 a 0,35 m de potencia que se sitúan en la base y techo del tramo. Son *rudstones* y *floatstones* de oncolitos cilíndricos de 1,5 cm de diámetro y 6 cm de longitud máxima, fragmentos de tallos de hasta 3 cm, intraclastos y fragmentos de oncolitos milimétricos.

TRAMO 53: 1,08 m cubiertos.

TRAMO 54: 1,06 m de calizas beiges y marrón anaranjadas con una intercalación margosa beige con coloraciones naranjas.

Las calizas se disponen en estratos tabulares ondulados con amplitudes de varios metros. Sus potencias oscilan entre 0,06 y 0,25 m y forman dos conjuntos de 0,40 y 0,45 m de espesor. Son *floatstones* que pueden llegar a *rudstones* de oncolitos de hasta 2 cm de diámetro. En el techo del primer paquete se han encontrado tallos verticales *in situ*.

La intercalación margosa se sitúa a mitad del tramo y constituye un nivel tabular de aproximadamente 0,20 m de potencia que se adapta a la geometría de los estratos calizos. Aparentemente carece de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 55: 7,80 m de margas marrones, grises y blancas.

Constituyen un paquete tabular cuya segunda mitad aparece semicubierta. Se diferencian dos niveles de 0,20 y 0,30 m de espesor, situados a 2,5 m de la base el primero y a 6,5 m el segundo, que contienen gran cantidad de oncolitos de hasta 1,5 cm de diámetro, e incluso gasterópodos fragmentados. Aparentemente carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 56: 1,30 m de calizas beiges y amarillas.

Se disponen en estratos tabulares ondulados de amplitudes de orden métrico. Sus potencias varían entre 0,12 y 0,40 m. Son *floatstones*, localmente *rudstones*, de oncolitos de hasta 2 cm de diámetro hacia la base y hasta 0,5 cm de diámetro hacia el techo; junto a los oncolitos, además, se encuentran fragmentos de estromatolitos y de oncolitos de hasta 3-4 cm de longitud máxima y de tallos de hasta 1,5 cm de diámetro y 2 cm de longitud. Hacia el techo aparece laminación paralela muy irregular.

TRAMO 57: 1,20 m de margas semicubiertas beiges y marrones y calizas gris oscuro.

Las margas, donde se reconocen, constituyen un nivel aparentemente tabular de 1,05 m de potencia. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

Las calizas constituyen un único estrato tabular de 0,15 m de potencia que se sitúa en el techo del tramo. Son *rudstones* de oncolitos de hasta 1 cm de diámetro, gasterópodos turbinados e intraclastos milimétricos de color gris oscuro.

TRAMO 58: 4,5 m cubiertos.

TRAMO 59: 1,15 m de calizas beiges y grises claro y margo-calizas marrón-grisáceo.

Las calizas se disponen en estratos tabulares con bases y techos irregulares y potencias que oscilan entre 0,06 y 0,30 m. Comienzan con un fino estrato de calizas *mudstones* con escasos bioclastos, tallos de carofitas y ostrácodos, presentan laminación ondulada; el resto son *wackestones* de gasterópodos turbinados de tamaños muy finos, hasta 0,1 cm de diámetro. Presentan bioturbación y perforaciones verticales y subverticales en el techo de los estratos.

Las margo-calizas forman un estrato aparentemente tabular situado en la base del tramo, de 0,20 m de potencia que presenta la base cubierta. Contienen oncolitos milimétricos y fragmentos carbonosos, pero carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 60: 0,35 m cubiertos.

TRAMO 61: 0,70 m de calizas marrón claro con una intercalación margosa del mismo color.

Las calizas forman estratos tabulares cuyas potencias varían de 0,10 a 0,40 m. Son *rudstones* y *floatstone-rudstones* de oncolitos de hasta 0,5 cm de diámetro y tallos de carofitas tumbados y

fragmentados de hasta 0,1-0,2 cm de diámetro. Hacia el techo del tramo presentan perforaciones cónicas verticales y subverticales.

Las margas constituyen un único estrato de 0,10 m aparentemente masivo.

TRAMO 62: 2,35 m de calizas beige y ocre.

Se disponen en estratos tabulares de 0,05 hasta 0,90 m de potencia. Texturalmente comienzan como *floatstones* de gasterópodos turbinados y escasos intraclastos negros milimétricos. El resto del tramo varía de *floatstones* a *rudstones* de oncolitos de hasta 0,5 cm de diámetro, acompañados de intraclastos negros de hasta 0,2-0,3 cm, fragmentos de oncolitos, y localmente gasterópodos turbinados.

Consideraciones

Los materiales presentes en este perfil se identifican hasta el tramo 42 con la unidad T_{c11-12}^{Bb-Bc} y, desde el tramo 43 hasta el final del perfil, con la unidad T_{c12}^{BC} ambas de Castiella (1977); por otro lado, los tramos 15 al 42 corresponderían a la unidad "Formación Borja" y, a partir del tramo 43, a la "Formación Muela de Borja" de Inglés *et al.* (1998).

En la evolución vertical del perfil se reconocen 5 macrosecuencias granodecrecientes: tramos 1 a 4; 5 a 14; 15 a 33; 34 a 42 y 43 a 62. La primera de ellas está mal definida por su afloramiento incompleto. El inicio de la segunda macrosecuencia (tramo 5), así como el de la quinta (tramo 43) poseen carácter de rupturas sedimentarias, representando saltos netos en la evolución secuencial. La primera de ellas fue reconocida por Pérez (1989) como límite de unidad genética.

Este perfil se ha correlacionado con el perfil de Lugar. La correlación se ha establecido esencialmente por similitud en la evolución secuencial y en el tipo de límites entre macrosecuencias. Así, los tramos 5 y 15 del perfil de Borja se correlacionan con los tramos 9-10 y 23 de Lugar, respectivamente.

En el tramo 8 de este perfil se sitúa el yacimiento de vertebrados de Borja (Pérez, 1989).

2.2.4-Perfil de Vulcafrailes (fig. 2.8).

Situación

Este perfil se ha levantado en el margen oriental del sector norte de la Muela de Borja, en las proximidades del Corral de Albarolilla Alta (fig. 2.2).

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TXM208379

Techo: 30TXM206381

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

TRAMO 1: 1,45 m de areniscas marrones y naranjas con una intercalación de lutitas marrones.

Las areniscas se disponen en estratos tabulares de 0,15 a 0,40 m de potencia. Son de grano medio a medio-grueso y están poco cementadas. En la base presentan laminación paralela.

Las lutitas forman un estrato de 0,10 m de potencia y carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 2: 7,50 m cubiertos.

TRAMO 3: 4,80 m de areniscas marrones, beige y naranjas con intercalaciones de lutitas marrones.

Las areniscas forman estratos tabulares, en ocasiones con bases y techos irregulares, y hacia el techo lenticulares; oscilan desde 0,10 a 0,60 m de potencia. Texturalmente, de base a techo, pasan de grano grueso a fino, medio y terminan en medio-grueso. Presentan estratificación cruzada en surco en la base y estratificación cruzada planar, en *sets* de aproximadamente 0,30 m, y laminación paralela en el resto del tramo.

Las lutitas forman un estrato tabular de 0,30 m situado a 1,50 m de la base del tramo y hacia el techo del tramo, como paso lateral de las areniscas, constituyen estratos lenticulares de aproximadamente 0,15 m de potencia. En ambos casos carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 4: 4,55 m de alternancia de areniscas beige y marrones y lutitas marrones.

Las areniscas forman estratos tabulares de 0,15 a 0,50 m de potencia. Son de grano grueso a medio-grueso. Mayoritariamente carecen de estructuras sedimentarias internas, aunque pueden presentar estratificación cruzada planar en *sets* tabulares de 0,15 m y laminación paralela.

Las lutitas se disponen en estratos tabulares de 0,05 a 0,18 m de potencia y no presentan estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 5: 15,50 m cubiertos.

TRAMO 6: 6,00 m de areniscas y conglomerados beige y marrones.

El conjunto del tramo está constituido por paquetes tabulares a la escala de afloramiento de aproximadamente 1,50-2,00 m de potencia, con bases canaliformes, más acentuadas en la base del tramo. Estos paquetes están formados por cuerpos lenticulares de 0,20 a 0,50 m de potencia, aunque en la base alcanzan hasta 1m.

Las areniscas son de grano grueso a muy grueso. Pueden contener clastos de litologías diversas en la base de los estratos, y presentan estratificación cruzada en surco en *sets* de 0,40 a 0,60 m de potencia, así como estratificación cruzada de relleno de canal en *sets* de 0,20 m y laminación horizontal.

Los conglomerados solamente aparecen en la base del tramo, generalmente formando parte, junto con las areniscas de estratificación cruzada en surco. Son granosostenidos, aunque localmente pueden dejar de serlo. Presentan un 50-60% de clastos de cuarzo y cuarcita naranjas, blancos, rosas y rojos, son redondeados y subesféricos y su centilo es 7 cm. Un 30-40 % son clastos de caliza que pueden ser de micrita beige amarilla con dendritas, fragmentos de estromatolitos y oncolitos, de caliza margosa blanca y otros de micrita gris y negra. Son redondeados a subredondeados y de subesféricos a planos subesféricos y su centilo es 3-4 cm. Por último, aunque muy escasos, aparecen algunos clastos de sílex negro subredondeado y subesférico con un centilo de 2 cm. Algunos clastos aparecen cubiertos por envueltas de carbonato. La matriz es arenosa de grano fino a grueso; localmente aparece abundante cemento carbonatado. Presentan estratificación cruzada en surco formada por la alternancia de estratos de conglomerados de hasta 25 cm de potencia y estratos de areniscas de aproximadamente 16 cm.

TRAMO 7 : 11 m cubiertos.

TRAMO 8: 0,10 m de areniscas de color marrón y naranja.

Se disponen en un estrato tabular con la base y el techo parcialmente cubiertos. Es de grano grueso y carece de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 9: 0,50 m cubiertos.

TRAMO 10: 1,30 m de calizas beige y rosas hacia el techo del tramo.

Forman un banco tabular con dos estratos también tabulares de 1,00 y 0,30 m de potencia. Son *mudstones* y hacia techo aparecen nodulizadas y brechificadas.

TRAMO 11: 18,50 m cubiertos.

TRAMO 12: 2,65 m de alternancia de calizas beige y blancas y margas rosas y beige.

Las calizas forman estratos tabulares de 0,12 a 0,75 m de potencia. Texturalmente son *wackestones* y *floatstones*, que localmente pueden llegar a *rudstones* de fragmentos de tallos de hasta 1 cm de diámetro máximo e intraclastos de tamaños similares y escasos oncolitos. En el techo de los estratos se encuentran abundantes cavidades cónicas y cilíndricas verticales y subverticales, de hasta 1-2 cm de diámetro.

Las margas se presentan en estratos tabulares de 0,08 a 0,40 m. Contienen nódulos de carbonato de varios milímetros de diámetro y carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 13: 3,40 m de calizas beige, con una intercalación margosa también beige. Hacia la mitad del tramo existe un intervalo de 0,20 m de potencia cubierto.

Se disponen en estratos tabulares, en ocasiones con superficies de estratificación irregulares, de 0,10 a 1,15 m de potencia. Texturalmente son *floatstones* de gasterópodos, tanto turbinados como discoidales, fragmentos de tallos de 0,2 a 2-3 cm de diámetro y, en menor abundancia, intraclastos de varios milímetros de diámetro y oncolitos con tamaños similares. Localmente pueden estar nodulizadas, bioturbadas y presentar cavidades cónicas y cilíndricas subverticales en el techo de los estratos.

Las margas forman un estrato de 0,05 m de potencia y contienen gasterópodos turbinados negros.

TRAMO 14: 0,20 m cubiertos.

TRAMO 15: 1,30 m de calizas de color beige.

Se disponen en estratos tabulares de 0,20 a 0,50 m de potencia. Varían desde *floatstones* hasta *rudstones* de intraclastos de 0,2 a 0,3 cm, fragmentos de tallos de hasta 5 cm de longitud máxima y, más escasos, oncolitos de 1-2 cm de diámetro.

TRAMO 16: 0,90 m de calizas beige.

Constituyen dos estratos tabulares de 0,60 y 0,30 m de potencia cada uno. La base del tramo es suavemente canaliforme. Texturalmente son *rudstones* de oncolitos de hasta 2-3 cm de diámetro y de fragmentos de tallos de hasta 2 cm de diámetro y 6 cm de longitud. El primer estrato es granodecreciente. En la base del tramo los oncolitos y los fragmentos de tallos aparecen incrustados por tapices estromatolíticos con grosores de 2-3 cm.

TRAMO 17: 0,20 m cubiertos.

TRAMO 18: 1,20 m de calizas beige.

Forman un banco tabular con estratos también tabulares de 0,15 a 0,45 m de potencia. Son *rudstones* que en el techo evolucionan a *floatstone-rudstones*. Contienen oncolitos de hasta 5 cm de diámetro en la base que disminuyen de tamaño en la vertical y después vuelven a aumentar hasta 4 cm de diámetro. Además contienen fragmentos de tallos de hasta 2 cm de diámetro e intraclastos de varios milímetros que son más abundantes hacia el techo del tramo, donde ya no aparecen oncolitos.

TRAMO 19: 1,50 m cubiertos.

TRAMO 20: 1,25 m de calizas beige. Hacia la mitad del tramo existe un intervalo de 0,10 m de potencia cubierto.

Forman dos paquetes tabulares de estratos también tabulares de 0,10 a 0,25 m de potencia. El primer paquete está formado por *floatstones* de intraclastos de 0,4-0,5 cm de diámetro, acompañados de oncolitos de hasta 0,5 cm. De forma muy escasa se encuentran valvas desarticuladas posiblemente de ostrácodos.

En el segundo paquete las calizas son *rudstones* de oncolitos de hasta 1-1,5 cm de diámetro. Hacia el techo también aparecen intraclastos milimétricos y fragmentos de conchas de gasterópodos.

TRAMO 21: 6 m cubiertos.

TRAMO 22: 3,15 m de calizas beige y marrones claras.

Se disponen en estratos tabulares de 0,20 a 0,80 m de potencia. Son *rudstones* de oncolitos de hasta 2,5 cm de diámetro e intraclastos grises y negros de 0,5 cm de diámetro. Hacia el techo desaparece la matriz o se hace muy escasa, presentan cemento carbonatado, pero mantienen los mismos componentes. En los últimos estratos es frecuente encontrar en el techo de los mismos cavidades verticales y subverticales de hasta 3 cm de diámetro.

Consideraciones

Los materiales presentes en este perfil se corresponden hasta el tramo 5 con la parte superior de la unidad T_{c11-12}^{Bb-Bc} y desde el tramo 6 hasta el final del perfil, con la unidad T_{c12}^{BC} (Castiella, 1977). Por otro lado, según Inglés *et al.* (1998), en este perfil los tramos 1 al 5 corresponderían a la parte alta de la unidad "Formación Borja" y, a partir del tramo 6, a la "Formación Muela de Borja".

La evolución vertical de este perfil comienza mal definida; sin embargo, a partir del tramo 6 se reconoce una macrosecuencia granodecreciente que presenta conglomerados y areniscas con estratificación cruzada en la base y que termina a techo del perfil donde dominan las facies carbonatadas. El inicio de esta secuencia representa un salto en la evolución secuencial, y su carácter de ruptura sedimentaria ya fue señalado por Pérez *et al.* (1988a) y Pérez (1989).

Este perfil se ha correlacionado con el perfil de Borja, utilizando para ello esencialmente criterios de evolución secuencial y la similitud de facies en la parte superior de ambos perfiles. Así, el tramo 6 de este perfil se ha correlacionado con el tramo 43 del perfil de Borja. Ambos corresponden al inicio ruptural de una macrosecuencia granodecreciente que involucra el mismo tipo de facies carbonatadas, las que constituyen la Fm. Muela de Borja.

2.2.5-Perfil de Caragüelles Sur (fig. 2.9)

Situación

Este perfil se ha levantado en el extremo suroriental del sector norte de la Muela de Borja, al suroeste del vértice geodésico denominado Caragüelles (fig. 2.2).

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TXM199368

Techo: 30TXM200370

Descripción

De base a techo se han diferenciado los siguientes tramos:

TRAMO 1: 2,00 m de calizas marrones claras y rosas.

Se disponen formando un único banco tabular, masivo. Texturalmente se caracterizan por ser *rudstones* con y sin matriz, de oncolitos, fragmentos de oncolitos, *coated grains* y de forma menos abundante clastos carbonatados de color naranja y negro, con tamaños que oscilan desde milimétricos hasta 1 cm, y clastos de cuarzo de diámetro milimétrico.

TRAMO 2: 0,90 m de conglomerados marrón grisáceos en la base y amarillos o naranjas en el techo.

Aparecen formando dos estratos tabulares con bases y techos irregulares, de 0,60 y 0,30 m de potencia. La base del tramo es erosiva, con incisiones de hasta 50 cm.

Su textura es granostenida. Los clastos son heterométricos, de caliza masiva micrítica o laminada pudiendo estar rebozados de carbonato, junto con oncolitos y fragmentos de oncolitos, con un centilo de 15 cm en el primer estrato y de 4 cm en el segundo; varían de redondeados a

subangulosos o angulosos. La matriz es carbonatada y en ocasiones microconglomerática.

TRAMO 3: 1,50 m cubiertos.

TRAMO 4: 2,20 m de calizas beigeas, amarillas y rosadas.

Aparecen formando un banco tabular dividido en dos estratos también tabulares de 1,60 m y 0,60 m de espesor. Texturalmente son *mudstones* con escaso contenido de intraclastos, bioclastos y clastos de cuarzo. Aparecen nodulizadas y con dendritas de Mn y Fe.

TRAMO 5: 1,00 m de lutitas rojas (color ladrillo).

Forman un estrato tabular masivo.

TRAMO 6: 0,30 m de calizas naranjas y marrón claro.

Se presentan formando un estrato tabular, con el techo erosionado por los conglomerados suprayacentes. Son *mudstone-wackestones* de ostrácodos y carofitas, observables gracias a la porosidad móldica.

TRAMO 7: 2,20 m de conglomerados de color marrón-ocre.

Constituyen un paquete tabular a la escala de afloramiento, formado por cuerpos lenticulares de 0,40 a 0,50 m de potencia.

Son granosostenidos. Los clastos son poligénicos y heterométricos: el 50% es de calizas masivas o laminadas, con un centilo de 25 cm y subredondeados, el otro 50% presenta una litología más variada: areniscas rojas de las facies Buntsandstein y areniscas marrones paleozoicas, con un centilo de 5-6 cm y redondeados, y por último clastos de cuarzo y cuarcita con un centilo de 3 cm y subangulosos. La matriz es arenosa a microconglomerática con granos de todos los tipos descritos anteriormente, aunque dominando los carbonatados y los de cuarzo. Aparecen también fragmentos de tallos rebozados.

Presentan estratificación cruzada en surco.

TRAMO 8: 1,70 m de conglomerados con intercalaciones arenosas, ambas litologías de color marrón anaranjado.

Forman un paquete tabular integrado por cuerpos lenticulares de 0,50 a 0,60 m de potencia.

Los conglomerados son granosostenidos. Los clastos son de caliza, arenisca, cuarzo y cuarcita con un centilo de 12 cm, y varían de redondeados a subangulosos. La matriz es arenosa. Presentan estratificación cruzada que viene dada por estratos de diferente granulometría

Las areniscas, en el techo de los *sets*, son de grano grueso y presentan un elevado contenido de *coated grains*.

TRAMO 9: 2,60 m de calcarenitas arenosas de color crema amarillento y naranja.

Se disponen en un paquete tabular con base canaliforme en el que existen superficies cóncavas que delimitan cuerpos de geometría lenticular de 0,60 a 0,70 m de potencia.

Son de grano medio-grueso presentando clastos dispersos o acumulados en la base de los cuerpos lenticulares. Dominan los clastos y granos carbonatados (aproximadamente el 65 %) sobre los silíceos (el restante 35 %). Los clastos carbonatados pueden estar formados por micrita masiva o bien laminada (fragmentos de estromatolitos y de oncolitos, e incluso oncolitos enteros), y escasos bioclastos, con un centilo hasta de 25 cm, de redondeados a subredondeados. Los clastos silíceos pueden ser de cuarzo mono o policristalino, tienen un centilo de 0,5 cm y son angulosos. Pueden estar cubiertos por finas patinas de carbonato.

Muestran laminación paralela a las bases cóncavas, así como estratificación cruzada en surco en *sets* decimétricos.

TRAMO 10: 1,00 m de calizas marrones y naranjas.

Se disponen en un estrato de geometría tabular. Son *floatstone-rudstones* de fragmentos de tallos, oncolitos de hasta 2-3 cm de longitud y *coated grains*.

TRAMO 11: 2,00 m cubiertos.

TRAMO 12: 6,55 m de calizas ocre, beige y amarillas.

Se disponen en estratos de geometría tabular, con superficies de estratificación planas y suavemente onduladas y potencias que oscilan de 0,20 a 1,25 m. Texturalmente son *floatstones* de gasterópodos que mayoritariamente son turbinados, aunque en la base del tramo también aparecen discoidales, junto con escasos ostrácodos. Por otro lado, en el techo se pueden encontrar oncolitos de orden centimétrico. La bioturbación vertical es una constante a lo largo de todo el tramo. Se aprecia porosidad móldica en la base del tramo.

TRAMO 13: 0,70 m de calizas beige.

Forman un conjunto de estratos tabulares de aproximadamente 0,15 m de potencia, con bases y techos irregulares. Son *floatstones* y *rudstones* de oncolitos, tallos tumbados y fragmentados de milimétricos a 1 cm de tamaño.

TRAMO 14: 4,05 m de calizas grises, amarillas, ocre y naranjas.

Se disponen formando estratos de geometría tabular con potencias que varían entre 0,20 y 1,05 m. Dos texturas se alternan a lo largo del tramo: *floatstones* de gasterópodos, que ocasionalmente pueden presentar además fragmentos de tallos de carofitas, fragmentos carbonosos y otros bioclastos, junto con abundantes perforaciones verticales. El otro miembro de la alternancia son *floatstones* y *rudstones* de oncolitos cilíndricos de hasta 10 cm de longitud, fragmentos de oncolitos y de tallos, ostrácodos y gasterópodos.

TRAMO 15: 1,80 m de calizas beige.

Se disponen en tres estratos tabulares cuyas potencias de base a techo son: 0,60, 0,80 y 0,40 m. Son *mudstones* y *floatstones* que contienen escasos oncolitos, tallos tumbados en la base y gasterópodos y otros bioclastos en el techo del tramo.

TRAMO 16: 3,00 m de calizas beige y blancas.

Constituyen estratos tabulares con superficies de estratificación irregulares, de 0,20 a 1,50 m de potencia. Comienzan siendo *rudstones* de tallos tumbados y gasterópodos, para pasar en el resto del tramo a *floatstones* de gasterópodos de hasta 2 cm de longitud y escasos oogonios de carofitas.

TRAMO 17: 1,70 m de calizas ocre, naranja, beige y grises claras.

Aparecen en estratos tabulares con bases y techos planos de 0,50 a 0,60 m de potencia. En la base del tramo son *floatstones* y *rudstones* de oncolitos de orden centimétrico, fragmentos de tallos, gasterópodos e intraclastos calcáreos, mientras que en el resto del tramo están constituidas por gasterópodos, pudiendo reaparecer los oncolitos de hasta 2 cm de diámetro en el techo del tramo.

TRAMO 18: 3,20 m de calizas grises.

Aparecen en estratos tabulares con bases y techos irregulares de aproximadamente 0,30 a 0,40 m de espesor. Son *floatstones* de gasterópodos y otros bioclastos; además contienen abundantes intraclastos carbonatados de color gris pardo de tamaños milimétricos.

TRAMO 19: 0,80 m de calizas beige.

Se trata de dos estratos tabulares de bases y techos planos, de 0,40 m cada uno. Son *mudstones* que contienen en el techo del tramo oogonios de carofitas y otros bioclastos de color negro. Presentan abundante bioturbación vertical.

Consideraciones

Estos materiales se han identificado con las Calizas de los Páramos, unidad T_{C12}^{BC} (Castiella, 1977) y con la "Formación Muela de Borja" de Inglès *et al.* (1998).

La evolución vertical de este perfil es granodecreciente formada por dos macrosecuencias, también granodecrecientes y que presentan diferente desarrollo vertical, siendo la primera mucho menos potente que la segunda.

Este perfil se ha correlacionado con el perfil de Vulcafrails mediante el seguimiento de líneas

de capa en fotografía aérea. Según esta correlación el tramo 13 de Caragüelles Sur es equivalente al tramo 12 de Vulcafrailles (línea de correlación II, fig. 2.22).

2.2.6-Perfil de Los Traches (fig. 2.10).

Situación

Este perfil se ha realizado en el margen meridional del sector norte de la Muela de Borja, en las proximidades de la Casa de Los Traches (fig. 2.2).

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TXM185369

Techo: 30TXM186371

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

TRAMO 1: 2,25 m de calizas ocre y beige.

Aparecen en dos paquetes tabulares, de 1,05 m el primero y de 1,20 m el segundo. De base a techo del tramo las características texturales van cambiando de *mudstones-floatstones* hasta *rudstones* y terminando en *floatstones* y *rudstones* de oncolitos milimétricos y *coated grains* también milimétricos. Además incluyen clastos calcáreos negros de aproximadamente 0,2 cm, gasterópodos, ostrácodos, oogonios de carofitas y otros bioclastos. En algunos puntos aparece bioturbación débil.

TRAMO 2: 3,20 m de calizas marrones claras, beige y grises.

Aparecen en estratos irregulares, a veces lenticulares, separados por superficies de estratificación cóncavas suaves, de 0,20 a 1,20 m de potencia. Texturalmente son *floatstones* y *rudstones* de oncolitos de aproximadamente 2 cm de diámetro y *coated grains* milimétricos; en la base del tramo aparecen además gasterópodos, ostrácodos, oogonios de carofitas, otros bioclastos e intraclastos. Los oncolitos granodecrecen en el último metro y medio del tramo.

TRAMO 3: 0,60 m de calizas blancas.

Constituyen un estrato tabular. Son *floatstones* de oncolitos cilíndricos de hasta 4 cm de longitud y gasterópodos turbinados. Pueden presentar bioturbación vertical.

TRAMO 4: 2,25 m de calizas ocre.

Forman un paquete tabular, en general masivo, aunque con alguna superficie interna horizontal hacia la base. Textualmente comienza siendo *floatstones* y termina como *rudstones* de oncolitos con diámetros desde milimétricos hasta 1-2 cm y de gasterópodos. Se diferencian dos secuencias de aproximadamente 1,00 y 1,20 m de potencia, dadas por el granocrecimiento de los oncolitos. Los gasterópodos sólo se encuentran en la mitad superior del tramo, donde también aparecen otros bioclastos y clastos lutíticos de color amarillo claro, de hasta 5 cm, alineados paralelamente a la estratificación. Hacia techo aparece bioturbación vertical.

TRAMO 5: 2,15 m de calizas de color marrón-ocre.

Forman estratos tabulares de 0,30 a 0,70 m de potencia. Las superficies que limitan el tramo inferior y superiormente son superficies irregulares erosivas.

Son *rudstones* de oncolitos de diámetro milimétrico hasta 5 cm, fragmentos de tallos, gasterópodos e incluso algún fragmento de estromatolito en la base. En el techo del tramo además se conservan agrupaciones de tallos en posición de vida, junto con otros bioclastos.

TRAMO 6: 1,20 m de calizas de color marrón claro.

Se disponen en un paquete tabular masivo, con base y techo limitado por superficies erosivas irregulares. Texturalmente son *rudstones* de oncolitos de tamaños milimétricos a 1-2 cm de

diámetro, clastos calcáreos negros y grises de hasta 3 cm, fragmentos estromatolíticos, oogonios de carofitas e intraclastos de unos pocos centímetros. Pueden presentar bioturbación débil.

TRAMO 7: 0,50 m de conglomerados de color marrón-grisáceo.

Aparecen formando un estrato tabular, de base canaliforme y techo plano que alcanza una potencia máxima de 1,50 m.

Son granosostenidos, formados por clastos de caliza grises y negros, con centilo de 15 cm, y de angulosos a subredondeados, a veces con finas envueltas carbonatadas. También incluye oncolitos de diámetro centimétrico. La matriz es carbonatada.

TRAMO 8: 0,45 m de margas grises, negras y blancas.

Se disponen en un estrato tabular. Contienen gasterópodos tanto turbinados como discoidales y otros bioclastos, así como abundantes fragmentos carbonosos. Internamente carecen de estructuras sedimentarias.

TRAMO 9: 1,15 m de calizas beiges, localmente negras, y margas beiges.

Constituyen un paquete tabular formado por varios estratos también tabulares de 0,05 a 0,50 m de potencia, algunos limitados por lenticulas margosas de espesor centimétrico, ricas en restos vegetales y gasterópodos.

Texturalmente las calizas son *floatstone-rudstones* de gasterópodos, ostrácodos y oncolitos de diámetro milimétrico a 1 cm. Presentan bioturbación vertical, más intensa en el techo de los estratos y se reconocen rasgos de microcarstificación hacia el techo del tramo.

TRAMO 10: 0,65 m de margas de color marrón claro y gris, con una intercalación de calizas de color gris.

Las margas forman dos estratos tabulares de 0,15 a 0,40 m, masivas o con una débil laminación paralela. Contienen oncolitos de unos pocos centímetros de diámetro, gasterópodos turbinados, trocoidales y restos de fragmentos vegetales que producen un oscurecimiento de los niveles.

Las calizas se presentan en un estrato tabular con la base irregular, con suaves incisiones, de 0,10 m de potencia. Texturalmente son *rudstones* de oncolitos de unos pocos centímetros de diámetro y fragmentos de tallos de diámetro también centimétrico.

TRAMO 11: 1,30 m de calizas beiges.

Aparecen en estratos tabulares de 0,10 a 0,30 m de potencia. Son *floatstone-rudstones* en la base y *floatstones* en el resto; contienen gasterópodos turbinados; además, en la base aparecen oncolitos y oogonios de carofitas. Presenta fuerte bioturbación vertical, más acusada en el techo de los estratos. De base a techo se observa una evolución estratocreciente.

TRAMO 12: 0,50 m de alternancia de calizas marrón claro y margas grises y marrones.

Las calizas se disponen en estratos tabulares con bases irregulares, suavemente cóncavas, y techos planos de 0,15 m de potencia. Son *floatstone-rudstones* de gasterópodos y fragmentos de tallos de carofitas o bien *rudstones* de oncolitos de 1 a 2 cm de diámetro y fragmentos de tallos, que en la base del estrato pueden aparecer orientados.

Las margas forman intervalos con potencias que varían de 0,10 a 0,20 m. Son masivas y contienen gasterópodos turbinados.

TRAMO 13: 0,80 m de calizas beiges y marrones.

Se disponen en estratos tabulares con bases y techos irregulares de 0,15 a 0,40 m de potencia. Son *rudstones* de oncolitos cilíndricos de hasta 4-5 cm de longitud, fragmentos de tallos, gasterópodos y oogonios de carofitas. Hacia el techo del tramo pueden aparecer restos de tallos en posición vertical con un diámetro de 0,5 a 1 cm.

TRAMO 14: 2,60 m de calizas beiges y marrones.

Aparecen en estratos tabulares de 0,20 a 0,50 m de potencia. Son *floatstones* de gasterópodos, localmente pueden contener oogonios de carofitas. Son muy abundantes las perforaciones verticales (bioturbación vertical) a lo largo de todo el tramo, aunque más acusada en el techo de los estratos.

TRAMO 15: 0,60 m de calizas beiges.

Aparecen formando dos estratos tabulares con incisiones basales de detalle, de 0,35 m el inferior y de 0,25 m el superior. Texturalmente son *rudstones* de oncolitos de milimétricos a centimétricos (concentrados en la base de los estratos), tallos rotos y tumbados (posiblemente de carofitas), oogonios de carofitas y otros restos vegetales. En el estrato superior solamente se encuentran oncolitos (granodecrecientes) y clastos carbonatados negros, de milimétricos a pocos centímetros, angulosos, situados en la base del estrato.

TRAMO 16: 0,35 m de microconglomerados de color gris.

Constituyen un único estrato de geometría tabular. Presenta textura no granosostenida. Los clastos son de caliza pudiendo ser de tonos negros o beige, en general angulosos a subredondeados. También aparecen fragmentos de tallos y oncolitos negros desde milimétricos hasta 2-3 cm de diámetro. La matriz es carbonatada. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 17: 1,55 m de calizas beige y marrones, y margas beige.

Las calizas aparecen formando estratos de geometría lenticular de 0,15 a 0,60 m de potencia, con bases irregulares, canaliformes laxas o con incisiones profundas. Texturalmente son *rudstones* de oncolitos beige cilíndricos (centilo 10 cm), con intraclastos marrones y negros y, ocasionalmente, oncolitos negros, gasterópodos y otros bioclastos. Internamente se observa un granodecrecimiento de los oncolitos. Localmente presenta enrojecimientos causados por óxidos de hierro.

Las margas se presentan en varios niveles que se adaptan a las irregularidades de los estratos calcáreos, con potencias que oscilan de 0,05 a 0,30 m. Son masivas o bien presentan débil laminación paralela. De forma local también pueden mostrar enrojecimientos debidos a óxidos de hierro.

TRAMO 18: 1,97 m de calizas beige con una intercalación margosa del mismo color.

Las calizas aparecen formando estratos de geometría tabular que pueden presentar bases y techos irregulares. La potencia de estos estratos varía de 0,10 a 0,40 m. Texturalmente se pueden diferenciar *mudstone-floatstones* de bioclastos con perforaciones verticales que pueden ser debidas a agrandamientos de zonas con gasterópodos y *rudstones* de oncolitos (centilo 2 cm) con fragmentos de tallos. En el techo del tramo se observa una evolución estratocreciente.

Las margas aparecen formando un único estrato tabular de 0,20 m de potencia; presentan laminación paralela débil.

TRAMO 19: 1,65 m de calizas beige, con una intercalación de margas del mismo color.

Las calizas se disponen en dos paquetes tabulares de 0,40 a 0,90 m de potencia, separados por una intercalación margosa; dentro de estos paquetes se observan estratos tabulares irregulares de 0,25 a 0,60 m de potencia. Texturalmente constituyen *rudstones* de oncolitos, tanto cilíndricos como subesféricos, y fragmentos de oncolitos de diámetro milimétrico a centimétrico y ocasionalmente oogonios de carofitas. En la base del tramo, hay secuencias decimétricas con evoluciones granocrecientes de los oncolitos; sin embargo a partir de la mitad del tramo estas evoluciones se hacen granodecrecientes.

Las margas son masivas y aparecen formando un único estrato tabular de 0,08 m de potencia.

TRAMO 20: 0,85 m de calizas beige.

Se disponen formando estratos tabulares de base y techo irregulares de 0,15 a 0,40 m de potencia, con una evolución estratocreciente. Internamente son *floatstones* de oncolitos centimétricos, fragmentos de oncolitos y gasterópodos, junto con algunos tallos verticales. En la base del tramo se hallan además oogonios y tallos de carofitas.

TRAMO 21: 1,55 m de calizas beige, con enrojecimientos locales y calizas rojas.

Constituyen un paquete tabular con base cóncava y techo plano. Internamente está formado por cuerpos lenticulares de 0,2 a 0,3 m de potencia, que pueden disponerse como una estratificación cruzada concordante con la morfología de la base. Texturalmente son *rudstones* de oncolitos de 1 a 2 cm de longitud, a veces fragmentados.

TRAMO 22: 1,35 m de calizas beige.

Forman un nivel tabular en el que se diferencian estratos lenticulares con bases y techos ondulados, muy irregulares, de espesor decimétrico. Texturalmente son *rudstones* de oncolitos cilíndricos (diámetro menor de 1 cm y longitud entre 1 y 2 cm) en unos puntos, que lateralmente pueden cambiar a *boundstones* de tallos agrupados verticalmente o *rudstones* de tallos tumbados y rotos.

TRAMO 23: 2,20 m de calizas marrón claro.

Constituyen un paquete tabular formado por estratos tabulares de 0,15 a 0,65 m de potencia. Texturalmente son *rudstones* de oncolitos de hasta 2-3 cm de diámetro y acumulaciones de tallos en posición de vida (verticales) y/o caídos. Internamente son masivas, exceptuando el estrato del que se toma la muestra LT-45 que presenta laminación ondulada donde alternan niveles de 3-4 cm constituidos por estromatolitos laminados y tallos verticales o caídos y otras capas más finas de 2-3 cm formadas por oncolitos de menos de 1cm.

TRAMO 24: 1,75 m de calizas beige, marrones-grisáceas y grises.

Se disponen en estratos tabulares, que oscilan entre 0,15 m y 0,55 m de potencia. Son *floatstones* en la base, *floatstone-rudstones* o *rudstones* hacia la mitad del tramo y nuevamente *floatstones* en el techo. Contienen gasterópodos turbinados y discoidales, oogonios y tallos de carofitas y otros bioclastos, así como, escasos oncolitos de 1 a 2 cm de diámetro, algunos de ellos fragmentados. En ocasiones se reconoce la porosidad móldica dejada por la disolución de los restos fósiles. Hacia la mitad del tramo se encuentran además fragmentos centimétricos de estromatolitos.

Consideraciones

Estos materiales se han identificado con las Calizas de los Páramos, unidad T_{C12}^{BC} (Castiella, 1977) y con la "Formación Muela de Borja" de Inglès *et al.* (1998).

Su evolución vertical es compleja, presenta dos saltos granulométricos marcados por la presencia de conglomerados (tramo 7) y de microconglomerados (tramo 16) que marcan el inicio de dos secuencias granodecrecientes.

Los tramos 2 y 7 de este perfil se han correlacionado con los tramos 12 y 13 del perfil de Caragüelles, mediante el seguimiento físico de estratos sobre el terreno y de líneas de capa en fotografía aérea (líneas de correlación I y II, fig. 2.22).

2.2.7-Perfil de Valdebelengue (fig. 2.11)

Situación

Este perfil se ha realizado en el sector norte de la Muela de Borja, en la margen izquierda del barranco de Arbolitas, aproximadamente a 2 km al sureste de El Buste, en el paraje conocido como Valdebelengue (fig. 2.2).

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TXM179372

Techo: 30TXM178373

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

TRAMO 1: 0,60 m de calizas naranjas.

Forman un conjunto en el que la geometría de la base y del techo no se aprecia por las pobres condiciones de afloramiento. Texturalmente son *rudstones* de oncolitos (centilo 5 cm), entre los cuales se hallan tallos rebozados (diámetro 1 cm y longitud 2-3 cm), todos ellos están rotos y

acumulados en masas irregulares.

TRAMO 2: 1,35 m cubiertos.

TRAMO 3: 0,35 m de calizas amarillas y beigeas.

Aparecen formando dos estratos, de 0,15 m el primero y de 0,20 m el segundo; su geometría no se aprecia porque base y techo están cubiertos. Son *rudstones* de oncolitos, fragmentos de oncolitos (centilo 1 cm y mediana 0,2-0,3 cm) y clastos calcáreos negros de diámetro milimétrico.

TRAMO 4: 1,30 m cubiertos.

TRAMO 5: 1,10 m de calizas naranjas.

Constituyen un estrato tabular masivo con base y techo irregular. Texturalmente comienzan siendo *rudstones* de oncolitos para pasar luego a *mudstone* con gasterópodos y bioturbación vertical. En superficie se distinguen áreas rojizas relacionadas con oxidaciones de hierro.

TRAMO 6: 2,80 m de calizas ocreas y naranjas.

Forman un conjunto de estratos tabulares con bases y techos ondulados, irregulares, de 0,20 a 1,00 m de potencia. La irregularidad de bases y techos provoca grandes variaciones de potencia. Son *rudstones* de oncolitos milimétricos a centimétricos, fragmentos de oncolitos, clastos calcáreos negros milimétricos, junto con tallos, posiblemente de carofitas. Hacia la mitad del tramo aparecen calizas *floatstones* de gasterópodos y nuevamente en el último estrato aparecen *floatstone-rudstones* de oncolitos centimétricos, *coated grains* y tallos verticales, así como gasterópodos en el techo del mismo.

Como límite superior de todo el tramo aparece una costra ferruginosa de espesor milimétrico.

TRAMO 7 : 1,85 m de calizas naranjas y marrones.

Se disponen en dos paquetes de geometría tabular, de 0,75 m el primero y de 1,10 m el segundo. Los 0,75 m iniciales son masivos, formados por *floatstones* de gasterópodos con escasos oncolitos hacia techo. El segundo paquete está dividido internamente en estratos tabulares de aproximadamente 0,2-0,3 m de potencia. Comienza siendo *rudstones* y termina como *floatstone-rudstones* de oncolitos centimétricos, con algún tallo vertical en el techo.

TRAMO 8: 2,20 m de calizas de color marrón claro.

Se disponen en dos paquetes tabulares de 0,50 m de potencia el primero y de 1,70 m el segundo. El primero presenta la base ligeramente cóncava y erosiva. Texturalmente son *rudstones* pasando progresivamente hacia techo a *floatstones* de oncolitos. Los oncolitos presentan dos formas de organizarse: con una evolución general granodecreciente (con diámetros desde 5 cm hasta milimétricos) o bien en secuencias más pequeñas de aproximadamente 6 cm de potencia, que comienzan con una capa de oncolitos gruesos (hasta 0,5 cm de diámetro), seguidos de una capa de oncolitos finos (milimétricos).

Termina el tramo con *wackestone-packstones* de bioclastos donde se aprecia porosidad móldica.

TRAMO 9: 1,45 m de calizas marrones y ocreas.

Se disponen en estratos tabulares de 0,20 a 0,70 m de potencia. El superior tiene base y techo ondulados.

Son *floatstone-rudstones* de intraclastos que evolucionan en el techo del paquete a *floatstones* de bioclastos e intraclastos, donde se distingue porosidad móldica. En el estrato superior existen además clastos calcáreos negros dispersos de unos pocos milímetros de tamaño. Dentro del paquete inferior aparece un lentejón de aproximadamente 15 cm de longitud por 9 cm de espesor, constituido por microconglomerados con clastos de cuarcita de distintos colores, con un centilo de 0,2 cm, de redondeados a subesféricos.

TRAMO 10: 0,45 m de conglomerados grises.

Se disponen en un estrato tabular con la base ondulada, irregular y techo plano. Su textura es granostenida. Los clastos son de caliza, de color gris, beige y negro, con diámetros centimétricos, de angulosos a subredondeados y heterométricos. La matriz es carbonatada.

TRAMO 11: 0,75 m de calizas beiges.

Se organizan en dos estratos tabulares de 0,25 y 0,50 m de espesor. Comienzan siendo *floatstones* y terminan como *floatstone-rudstones* de oncolitos que oscilan desde milimétricos hasta algunos centímetros.

TRAMO 12: 1,00 m cubierto.

TRAMO 13: 0,30 m de calizas beiges.

Aparecen en un único estrato de geometría tabular con base y techo irregulares. Son *mudstone-floatstones* de gasterópodos de tipo turbinado. Se caracterizan por tener abundante bioturbación vertical.

TRAMO 14: 1,00 m cubierto.

TRAMO 15: 0,70 m de calizas de color beige y marrón claro, con intercalaciones de margas beiges, marrones y negras.

Las calizas aparecen en estratos tabulares que pueden tener bases y techos irregulares o planos, de 0,10 a 0,20 m de potencia. Son *floatstones* y *rudstones* de oncolitos de hasta 2 cm de longitud situados hacia techo del tramo. En el techo del tramo existe nodulización. Estas calizas nodulizadas pasan lateralmente a un nivel lenticular de 10 cm de potencia de calizas negras masivas.

Las margas forman dos estratos tabulares masivos de 0,05 a 0,20 m de potencia. Pueden contener gasterópodos y fragmentos vegetales carbonosos.

TRAMO 16: 1,60 m de calizas beiges.

Se trata de dos paquetes tabulares de 0,40 m el primero y de 1,15 m el segundo.

En el primero se distinguen dos estratos: el inferior es lenticular y tiene una potencia de 0,10 m, el superior es tabular y tiene una potencia de 0,30 m. Texturalmente consisten en empalizadas de tallos verticales (*boundstones*), así como acumulaciones de tallos tumbados y rotos (*rudstones*).

El paquete superior, de 1,15 m de potencia, presenta superficies internas débilmente marcadas. Texturalmente son *floatstone-rudstones* de gasterópodos discoidales, turbinados y tallos tumbados y rotos, que pueden aparecer verticales sobre las superficies internas y hacia techo del tramo.

TRAMO 17: 1,15 m de calizas de color amarillo en la base y marrón claro el resto.

Aparecen en estratos tabulares con bases y techos suavemente ondulados, irregulares y potencias que oscilan de 0,05 a 0,30 m.

Los primeros 30 cm están constituidos por *rudstones* de oncolitos de tamaño variable desde milimétricos a centimétricos, fragmentos de oncolitos, tallos tumbados de hasta 3-4 cm de diámetro y clastos carbonatados negros milimétricos, más abundantes hacia techo.

El resto del tramo está constituido por cuatro secuencias formadas por:

- Un nivel de *rudstones* de oncolitos y tallos semejantes a cañas (diámetro 3,5 cm y longitud 10 cm) y fragmentos tanto de oncolitos como de tallos. La potencia de estos niveles oscila entre 5 y 8 cm.

- Un segundo nivel de *floatstone-rudstones* de oncolitos y tallos de tamaños más finos y con más matriz. Estos niveles tienen potencias entre 5 y 10 cm.

Los tallos aparecen normalmente tumbados (y rotos), aunque en la segunda secuencia son abundantes los tallos verticales con diámetros de varios centímetros.

TRAMO 18: 1,40 m de calizas de color marrón claro.

Se encuentran formando estratos tabulares de 0,10 a 0,40 m de potencia, en los que bases y techos son irregulares.

Se trata de *boundstones* de tallos verticales (*in situ*) y tallos rotos y tumbados, de hasta 4 cm de diámetro y 8 cm de longitud, con una mediana de 1 cm de diámetro y 2-3 cm de longitud. En la mitad inferior del tramo alternan niveles de tallos verticales y niveles de tallos tumbados, originando ritmos de potencia centimétrica. Hacia la mitad del tramo, la disposición horizontal de los tallos marca una débil laminación paralela. En la mitad superior del tramo dominan los tallos *in situ* sobre los tumbados.

TRAMO 19: 0,95 m de calizas ocre y margas de color marrón claro.

Las calizas forman una sucesión de estratos tabulares con bases y techos ondulados y potencias que oscilan de 0,10 a 0,20 m. Texturalmente se distinguen *floatstone-rudstones* de oncolitos de milimétricos a unos pocos centímetros, fragmentos de oncolitos y tallos *in situ* y tumbados, y alternando con estas texturas, *floatstones* con el mismo contenido, aunque de menor tamaño.

Las margas constituyen un estrato tabular, de base y techo irregulares, de 0,05 m de potencia. Se sitúan en la base del tramo. Contienen oncolitos milimétricos.

TRAMO 20: 2,95 m de calizas ocre y beige.

Aparecen formando un banco tabular constituido por estratos también tabulares de 0,35 a 1,05 m de espesor.

Texturalmente son *rudstones* y *floatstones* de oncolitos milimétricos, intraclastos y tallos tumbados o rotos, que por su disposición originan laminación paralela, visible en la mayor parte del tramo. Aparecen también gasterópodos de tipo turbinados. Hacia la mitad del tramo se observa laminación de bajo ángulo suavemente marcada.

TRAMO 21: 0,50 m de calizas ocre.

Forman un estrato tabular. Son *mudstones* y *floatstones* con gasterópodos y bioturbación vertical. Internamente carecen de estructuras sedimentarias.

TRAMO 22: 2,90 m de calizas beige, ocre y rojas.

Aparecen en estratos tabulares con bases y techos que pueden ser ondulados e irregulares de 0,20 a 0,50 m de potencia. Se trata de *floatstone-rudstones* o *rudstones* y *boundstones* con contenidos que van alternando verticalmente: en unos lugares constituidas por tallos verticales y tumbados, incluso rotos, y en otros formadas por oncolitos, fragmentos de oncolitos y de tallos. Los tallos tumbados horizontalmente originan laminación paralela, visible en la base del tramo. Localmente se hallan *mudstones* con clastos calcáreos milimétricos de color negro.

TRAMO 23: 1,85 m de calizas ocre en la base y rojas en el techo.

Forman dos paquetes tabulares de 0,75 m el primero y 1,10 m de potencia el segundo. Existen superficies internas cóncavas (pequeñas incisiones). Son *rudstones* oncolíticos (primeros 20 cm) y de tallos tumbados y verticales, posiblemente de carofitas, concentrados preferentemente en las zonas deprimidas. El paquete superior está constituido por *floatstone-rudstones* de tallos tumbados y fragmentados.

TRAMO 24: 1,65 m de calizas beige, marrones, rojas y rosas, con dos intercalaciones de margas rojas.

Las calizas aparecen en estratos tabulares con bases y techos irregulares de 0,20 a 0,55 m de potencia. Comienzan siendo *floatstones* de oncolitos de hasta 2 cm de diámetro y 3-4 cm de longitud que lateralmente contienen tallos verticales (posiblemente de carofitas). A continuación aparecen *floatstone-rudstones* y *floatstones* que contienen gasterópodos, fragmentos de tallos y hacia techo del tramo agrupaciones de tallos verticales. Cerca del techo aparece un lentejón de aproximadamente 6 cm de potencia de calizas *floatstone-rudstones* con oncolitos milimétricos.

Consideraciones

Estos materiales se han identificado con las Calizas de los Páramos, unidad T_{C12}^{BC} (Castiella, 1977) y con la "Formación Muela de Borja" de Inglès *et al.* (1998).

Su evolución vertical está mal definida, si bien los conglomerados del tramo 10 representan un salto granulométrico en su evolución vertical.

Este perfil se ha correlacionado con el perfil de Los Traches (tramos 6 y 10 de Valdebelengué son equivalentes a los tramos 2 y 7 respectivamente de Los Traches, líneas de correlación I y II, fig. 2.22). Esta correlación se ha llevado a cabo utilizando un nivel guía de conglomerados calcáreos reconocible en ambos perfiles, además de mediante el seguimiento de líneas de capa en el campo y en fotografía aérea.

2.2.8-Perfil de Bracicos (fig. 2.12)

Situación

Este perfil se ha levantado en el extremo nororiental del sector norte de la Muela de Borja, en las proximidades del paraje conocido como Bracicos (fig. 2.2).

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TXM201389

Techo: 30TXM202388

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

TRAMO 1: 4,00 m de calizas beiges.

Forman un paquete tabular masivo, donde la geometría de la base no se aprecia por estar cubierta y el techo es irregular. Texturalmente está constituido por *floatstones* y *rudstones* de oncolitos desde milimétricos a unos pocos centímetros de diámetro, intraclastos milimétricos, *coated grains*, fragmentos de estromatolitos, fragmentos de tallos de 3-4 cm de diámetro y 5-6 cm de longitud, así como impresiones de hojas. Junto a todo esto se encuentran estromatolitos formados por láminas de 0,1 a 0,3 cm de espesor.

Aparecen unas cavidades (posiblemente producidas por disolución) tapizadas por crecimientos laminados de carbonatos y rellenas por *floatstones* y *rudstones* de intraclastos, oncolitos, fragmentos de estromatolitos y *coated grains* que presentan estratificación horizontal.

TRAMO 2: 5,00 m de calizas ocre y beiges.

Se disponen en estratos tabulares que oscilan desde 0,50 m a 0,80 m de potencia. Las bases y techos que limitan los estratos son irregulares. Constituyen dos secuencias que comienzan como *floatstone-rudstones* de oncolitos centimétricos, tallos fragmentados, tumbados y, excepcionalmente, tallos verticales. Las secuencias terminan con *floatstones* o *rudstones* de gasterópodos y escasos oncolitos, y presentan bioturbación vertical.

En el techo del tramo aparecen cavidades rellenas de lutitas rosas con dimensiones de orden decimétrico.

TRAMO 3: 7,50 m semicubiertos.

Localmente se identifican lutitas rosas y blancas.

TRAMO 4: 3,00 m de calizas marrones grisáceas.

Forman un conjunto de estratos de geometría tabular con irregularidades en bases y techos. La potencia de los estratos varía de 0,30 a 0,40 m. Son *floatstones* de gasterópodos, con abundantes perforaciones verticales.

TRAMO 5: 1,25 m de calizas beiges y marrones con una intercalación de margas blancas.

Las calizas forman dos estratos tabulares con bases y techos irregulares. El estrato situado en la base del tramo mide 0,60 m de potencia y el situado en el techo 0,40 m. Texturalmente son *floatstones* y *rudstones* de fragmentos de oncolitos y de tallos. Hacia el techo del tramo pasan a *floatstones* con escasos fragmentos de oncolitos.

Las margas forman un único estrato tabular, y carecen de estructuras sedimentarias.

TRAMO 6: 0,50 m cubiertos.

TRAMO 7: 3,10 m de calizas beiges, naranjas, amarillas y grises.

Aparecen en estratos tabulares con potencias que oscilan entre 0,15 y 0,60 m. Texturalmente comienzan como *packstones* y *rudstones* de intraclastos grises con diámetros de unos pocos milímetros, a continuación pasan a *mudstone-wackestones* de carofitas. El resto del tramo son *floatstones* de intraclastos beiges y negros milimétricos, gasterópodos turbinados y discoidales, junto con escasos oncolitos de diámetro milimétrico. Hacia el techo del tramo presentan niveles ondulados en los que aparece nodulización.

TRAMO 8: 2,00 m semicubiertos.

Localmente se distinguen lutitas marrones y naranjas. En el techo del tramo aparecen 4-5 cm de lutitas marrones oscuras, negras. Forman un estrato tabular. Contienen abundantes gasterópodos y otros bioclastos, restos carbonosos y escasos fragmentos de tallos con unos pocos milímetros de diámetro. Carecen de estructuras sedimentarias.

TRAMO 9: 0,60 m de calizas beiges.

Forman un único estrato tabular, que presenta la base y el techo irregulares. Son *floatstones* de gasterópodos turbinados con abundantes perforaciones verticales en el techo del estrato.

TRAMO 10: 0,75 m cubiertos.

TRAMO 11: 1,10 m de calizas ocre y beiges.

Forman un único estrato tabular, masivo. Constituido por *floatstones* y *rudstones* de oncolitos de hasta 2-3 cm de diámetro y gasterópodos turbinados que también pueden aparecer recubiertos por carbonato.

TRAMO 12: 1,30 m cubiertos.

TRAMO 13: 6,60 m de calizas beiges y marrones, en el techo del tramo naranjas.

Se disponen en estratos tabulares, con bases y techos irregulares, de 0,15 a 1,10 m de potencia. Texturalmente comienzan como *floatstone-rudstones*, pasando hacia la mitad del tramo a *rudstones* y evolucionando nuevamente hacia el techo del tramo a *floatstones*. Contienen oncolitos que aumentan de tamaño en el tercio inferior del tramo, alcanzando un tamaño máximo de 4-5 cm de longitud y 2-3 cm de diámetro. En el techo del tramo aparecen también oncolitos fragmentados.

TRAMO 14: 0,50 m cubiertos.

TRAMO 15: 2,40 m de calizas beiges y rojas en el techo.

Aparecen en estratos tabulares de 0,30 a 1,20 m de potencia. Son *floatstone-rudstones* de gasterópodos con perforaciones verticales en el techo de los estratos. Hacia la mitad del tramo aparece una intercalación de *floatstones* de gasterópodos y *rudstones* que contienen, además de gasterópodos, fragmentos de oncolitos y de tallos, ambos con diámetros de varios milímetros. Están recristalizadas y en el techo edafizadas.

Consideraciones

Estos materiales se han identificado con las Calizas de los Páramos, unidad T_{C12}^{BC} (Castiella, 1977) y con la "Formación Muela de Borja" de Inglès *et al.* (1998).

La evolución vertical del perfil de Bracicos está mal definida.

Este perfil se ha correlacionado con el perfil de Vulcafrailes, situado al este (tramo 5 de Bracicos se correlaciona con el tramo 12 de Vulcafrailes, línea de correlación II, fig.2.22). La correlación se ha realizado mediante el seguimiento de líneas de capa en fotografía aérea.

2.2.9-Perfil de Matamala (fig. 2.13).

Situación

Este perfil se ha levantado en el sector norte de la Muela de Borja, 1500 m al este del municipio del El Buste, en el paraje conocido como Matamala (fig. 2.2).

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TXM177384

Techo: 30TXM181384

Descripción

De base a techo se han diferenciado los siguientes tramos:

TRAMO 1: 10,00 m de calizas de color marrón claro y beige.

Forman un paquete tabular masivo que se subdivide en varios bancos también tabulares con potencias que varían entre 0,90 y 3,20 m. En el techo del tramo aparecen bases de geometrías cóncavas, que delimitan cuerpos lenticulares, que alcanzan una potencia máxima de 1,00 m. Son *mudstones* y *floatstones* de gasterópodos turbinados; en la base pueden contener además oncolitos de pocos milímetros de diámetro y fragmentos de tallos. Hacia el techo del tramo se hacen *floatstones* y terminan siendo *rudstones* de oncolitos de hasta 1 cm de diámetro, y continúan presentando gasterópodos. Aparece estratificación cruzada en surco en el interior de las geometrías lenticulares situadas en el techo del tramo.

TRAMO 2: 1,35 m de calizas beiges.

Se disponen en varios estratos tabulares, cuyas potencias oscilan entre 0,30 y 0,75 m. Las superficies de estratificación son planas o ligeramente cóncavas. Texturalmente son *rudstones* de intraclastos calcáreos de colores grises o negros que aumentan de tamaño hacia el techo del tramo, llegando hasta 4-5 cm de diámetro. También pueden aparecer *coated grains* (en la base del tramo) y fragmentos de tallos de hasta 1-2 cm de longitud y oncolitos de unos pocos milímetros de diámetro.

TRAMO 3: 0,40 m de conglomerados beiges.

Aparecen formando un único estrato de geometría tabular, con base y techo irregulares. Son granosostenidos. Los clastos son heterométricos; litológicamente son clastos calcáreos grises, negros y beiges, su centilo es de 15 cm y varían desde subredondeados a angulosos. La matriz es carbonatada. Muestran una evolución vertical granodecreciente.

TRAMO 4: 0,80 m de calizas beiges.

Constituyen tres estratos tabulares, con bases y techos irregulares y con potencias que oscilan de 0,24 a 0,30 m. Están formados por *rudstones* de tallos tumbados y fragmentados; en la base existen, además, *boundstones* de tallos verticales que pueden alcanzar 10 cm de longitud y 1,5-2 cm de diámetro.

TRAMO 5: 5,00 m de calizas beiges.

Forman un paquete tabular masivo. Texturalmente comienzan siendo *floatstones* y *floatstone-rudstones* de tallos tumbados y fragmentados de hasta 1-2 cm de longitud y 0,1-0,2 cm de diámetro; pasan después a *rudstones* de intraclastos calcáreos grises o negros de hasta 0,5 cm de longitud máxima y oncolitos de pocos milímetros de diámetro.

TRAMO 6: 1,00 m de lutitas rojas y conglomerados también rojos.

Se trata de una transición desde lutitas con clastos dispersos hasta conglomerados con matriz lutítica. La geometría de este nivel es tabular, con la base y el techo irregulares. Los clastos son calcáreos, de color gris, subangulosos, aumentando en número y tamaño hacia el techo y llegando a alcanzar un centilo de aproximadamente 40 cm. En el techo, la textura es granosostenida. En la base del tramo aparecen fragmentos de tallos dispersos.

No se aprecian estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 7: 1,20 m de conglomerados rojos y lutitas rojas.

Los conglomerados forman un único estrato tabular, internamente dividido en tres estratos de 0,35, 0,35 y 0,40 m de potencia. Son granosostenidos. Los clastos son de caliza grises y beiges, con un centilo de 40 cm, y varían desde subangulosos a subredondeados. La matriz es lutítica.

Las lutitas forman un estrato tabular masivo, situado en la base del tramo; también constituyen lentejones de 0,30 m de espesor máximo, dispersos en los conglomerados.

No se aprecian estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 8: 1,00 m de conglomerados marrones claros y lutitas beigeas.

Los conglomerados aparecen en un estrato de geometría lenticular, con la base canaliforme, erosiva y el techo plano. Son granosostenidos; los clastos son de calizas grises y beigeas, con un centilo de 30 cm y subredondeados. La matriz es carbonatada.

Las lutitas son tabulares, masivas y contienen intraclastos carbonatados grises, de diámetros milimétricos, así como fragmentos carbonosos.

No se aprecian estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 9: 3,70 m de calizas beigeas.

Constituyen un único paquete tabular; hacia el techo del tramo se diferencian estratos también tabulares de 0,15 a 0,60 m de potencia. Texturalmente son *floatstones* y *rudstones* de tallos tumbados e intraclastos milimétricos o bien *boundstones* de tallos verticales. Hacia el techo del tramo los tallos aparecen fragmentados junto con gasterópodos y escasos ostrácodos. Hacia la base del tramo se aprecia laminación paralela determinada por la alternancia de niveles con tallos tumbados de diferentes tamaños, así como de intraclastos.

TRAMO 10: 3,20 m semicubierto. Visibles margas rosas y beigeas.

Las margas son masivas y contienen intraclastos calcáreos milimétricos.

TRAMO 11: 3,45 m de calizas beigeas y marrones claras.

Se disponen en estratos tabulares de 0,35 a 1,15 m de potencia. Constituyen una alternancia de: a) *floatstones* de fragmentos de tallos, que además pueden incluir tallos tumbados, oncolitos de varios milímetros de diámetro, y gasterópodos; y b) *mudstones* y *floatstones* de oncolitos de diámetro milimétrico hacia la base y de gasterópodos en el techo.

Consideraciones

Estos materiales se han identificado con las Calizas de los Páramos, unidad T_{C12}^{BC} (Castiella, 1977) y con la "Formación Muela de Borja" de Inglès *et al.* (1998).

La evolución vertical de este perfil viene dada por tres secuencias granodecrecientes cuyos límites son los dos niveles conglomeráticos situados a 11,5 m y 18-20 m de la base del perfil.

El perfil de Matamala se ha correlacionado con los perfil de Bracicos y Vulcafrailes (tramo 3 equivale al tramo 5 de Bracicos y a la base del tramo 12 de Vulcafrailes, fig. 2.22), mediante el seguimiento de líneas de capa en fotografía aérea. El nivel inferior de conglomerados calcáreos se ha considerado equivalente a otro nivel de conglomerados visto en los perfiles de Los Traches y Valdebelengue. Así, el tramo 3 de Matamala equivaldría al tramo 7 de Los Traches y al tramo 10 de Valdebelengue (línea de correlación II, fig. 2.22).

2.2.10-Perfil de La Ermita de San Roque (fig. 2.14).

Situación

Este perfil se ha levantado en el sector norte de la Muela de Borja, 600 m al este de El Buste, en las proximidades de la Ermita de San Roque, perteneciente a dicho municipio (fig. 2.2).

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TXM165383

Techo: 30TXM164382

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

TRAMO 1: 4,15 m de calizas beigeas, ocreas y marrones.

Está constituido por estratos tabulares que presentan bases y techos con ondulaciones y formas cóncavas. Las potencias de los estratos oscilan de 0,30 a 0,70 m. Texturalmente comienzan como *mudstones* y *floatstones* con esporádicos tallos *in situ*; continúan como *boundstones* de tallos verticales (diámetro de 0,5 hasta 3 cm y longitud de 10 a 15 cm) o bien *floatstones* o *rudstones* de tallos tumbados y/o fragmentados, junto con oncolitos cuyos diámetros van desde milimétricos a varios centímetros. En la parte superior del tramo hay mayor concentración de oncolitos y fragmentos de tallos horizontales en el interior de las zonas cóncavas.

TRAMO 2: 3,00 m de calizas marrones y ocreas.

Se presentan formando dos paquetes tabulares, masivos, con bases y techos subhorizontales, de 1,90 m de potencia el primero y de 1,10 el segundo. Son *boundstones* de tallos verticales o *floatstone-rudstones* de tallos tumbados de varios centímetros de longitud y de oncolitos de diámetro centimétrico. Hacia el techo del tramo se transforman en *floatstones* de gasterópodos.

TRAMO 3: 0,40 m cubiertos.

TRAMO 4: 3,90 m de calizas de color beige.

Se disponen en estratos tabulares, de 0,20 a 1,25 m de espesor, con bases y techos ligeramente irregulares. Estos estratos se organizan en dos secuencias estratocrecientes que forman dos paquetes tabulares de 1,50 y 2,40 m de potencia. Desde el punto de vista textural comienzan siendo *boundstones* de tallos verticales, de hasta 25 cm de longitud, o bien *rudstones* y *floatstones* de tallos tumbados y rotos, escasos oncolitos de diámetro centimétrico y gasterópodos. Los últimos 0,40 m son *floatstones* de oncolitos que disminuyen de tamaño hacia el techo del tramo (pasan de 1-2 cm de diámetro a milimétricos) y tallos fragmentados.

TRAMO 5: 0,60 m cubiertos.

TRAMO 6: 2,50 m de calizas beigeas, ocreas y marrones.

Se disponen en estratos tabulares con bases y techos irregulares, que en la parte inferior del tramo están fuertemente onduladas llegando incluso a dar geometrías lenticulares. La potencia de los estratos oscila desde 0,15 a 0,90 m. Son *floatstones* y *rudstones*. Se componen de oncolitos de 1 a 2 cm de longitud que disminuyen de tamaño en el techo del tramo. Además, aparecen escasos fragmentos de tallos en la base e intraclastos de 1-2 cm de diámetro y *coated grains* en el techo. Localmente pueden presentar laminaciones paralelas y onduladas, así como ripples simétricos.

TRAMO 7: 1,20 m de calizas beigeas.

Forman estratos tabulares, con bases planas, de 0,10 a 0,60 m de potencia, y constituyen una secuencia estratodecreciente. Son una alternancia de *floatstones* y *rudstones* de intraclastos, *coated grains* y clastos carbonatados negros de orden milimétrico. En el techo del segundo estrato localmente son *boundstones* de tallos verticales. Termina el tramo con *rudstones* de oncolitos (1-2 cm de diámetro) y tallos rotos de 2 cm de longitud, junto a restos carbonosos. En la base de los estratos aparece laminación paralela muy débil.

TRAMO 8: 0,20 m de margas beigeas.

Aparecen formando un estrato tabular. Contienen fragmentos de tallos de diámetro milimétrico, y carecen de estructuras sedimentarias.

TRAMO 9: 2,85 m de calizas beigeas y marrones.

Se disponen en estratos tabulares, que localmente en la base del tramo son lenticulares, con potencias que van de 0,10 a 0,50 m de potencia. De forma local muestran incisiones basales de detalle. Son *rudstones* de oncolitos de diámetro centimétrico que en los últimos 60 cm alternan con *floatstones* de gasterópodos turbinados. Hacia la base presentan estratificación cruzada planar en *sets* decimétricos. En el techo del tramo aparecen abundantes perforaciones verticales.

TRAMO 10: 1,10 m de calizas beigeas y marrones.

Forman dos estratos tabulares de 0,25 m de potencia el primero y 0,85 m el segundo. La base del tramo es irregular. Son *floatstones* de intraclastos y escasos fragmentos de estromatolitos, éstos

situados hacia el techo del tramo; localmente pueden ser *rudstones* o bien *mudstones-floatstones*, con los mismos componentes.

TRAMO 11: 2,20 m de calizas beige, ocre y marrones.

Se disponen en estratos tabulares, con bases planas, que oscilan desde 0,15 m hasta 0,50 m de potencia. Texturalmente en la base son *boundstones* de tallos verticales de hasta 10 cm de longitud y 1 cm de diámetro, que gradualmente van siendo sustituidas por *rudstones* de tallos tumbados y fragmentados, oncolitos centimétricos y fragmentos de oncolitos. En el techo del tramo aparecen *floatstones* de gasterópodos y *mudstone-floatstones* con escasos fragmentos de tallos y oncolitos.

TRAMO 12: 3,10 m de calizas beige.

Constituyen varios paquetes tabulares que oscilan entre 0,70 m y 1,10 m de potencia. Las superficies de estratificación son suavemente onduladas y hacia el techo se caracterizan por presentar formas cóncavas. Texturalmente son *rudstones* de oncolitos de unos pocos centímetros de diámetro y gasterópodos de hasta 2 cm de longitud, que gradualmente y hacia el techo del tramo se transforman en *floatstones* de gasterópodos turbinados. El último paquete comienza como *floatstones* y *rudstones* de fragmentos de oncolitos y estromatolitos y termina como *rudstones* de gasterópodos.

TRAMO 13: 1,10 m de calizas ocre y marrones.

Se disponen en dos estratos tabulares cuyas superficies de estratificación presentan formas cóncavas. La potencia del primer estrato es 0,50 m y la del segundo 0,60 m. Comienzan como *floatstones* de oncolitos con diámetros que van desde milimétricos hasta 1 o 2 cm; son sustituidas por *rudstones* de oncolitos de 2 cm de diámetro y hasta 3-4 cm de longitud. Además, en el techo de tramo aparecen fragmentos de tallos y escasos *coated grains*.

TRAMO 14: 0,40 m cubiertos.

TRAMO 15: 0,40 m de calizas ocre y naranjas.

Aparecen formando un único estrato tabular, con base y techo irregular. Son *floatstones* de tallos tumbados y fragmentados, oncolitos milimétricos, fragmentos de oncolitos e intraclastos.

TRAMO 16: 1,60 m cubiertos.

TRAMO 17: 4,50 m de calizas marrones, ocre, rojas y beige.

Se encuentran formando estratos tabulares, con bases y techos ondulados e irregulares en la mitad inferior del tramo. Hacia el techo los estratos se hacen débilmente lenticulares. Texturalmente son *mudstones-wackestones* de oogonios de carofitas hacia la base del tramo; en el resto del tramo son *floatstones* y *rudstones* de oncolitos desde milimétricos hasta 0,5 cm de diámetro y fragmentos de oncolitos. Además, aparecen tallos verticales de varios centímetros de longitud hacia la base e intraclastos hacia el techo del tramo.

Consideraciones

Estos materiales se han identificado con las Calizas de los Páramos, unidad T_{C12}^{BC} (Castiella, 1977) y con la "Formación Muela de Borja" de Inglès *et al.* (1998).

La evolución vertical de este perfil está mal definida.

Se ha correlacionado con el perfil de Matamala, situado al este del perfil de la Ermita de San Roque, mediante el seguimiento de líneas de capa en fotografía aérea. Los tramos 11 y 15 del perfil de la Ermita se correlacionan con los tramos 3 y 5 de Matamala, respectivamente.

2.2.11-Perfil del Boquerón Norte (fig. 2.15).

Situación

Este perfil se ha levantado en el sector meridional de la Muela de Borja, aproximadamente a 1800 m al suroeste del municipio de El Buste, en la ladera norte del Cerro del Boquerón (805 m) (fig. 2.2).

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TXM147370

Techo: 30TXM148370

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

TRAMO 1: 1,50 m de calizas de color marrón claro.

Forman un único estrato tabular con la base poco visible y el techo plano. Son *mudstone-wackestones* de intraclastos de diámetro milimétrico.

TRAMO 2: 3,00 m de calizas beiges.

Se disponen en un banco tabular, masivo, con la base plana y el techo irregular. Texturalmente comienza como *floatstones* de tallos tumbados que ocasionalmente pueden aparecer verticales; hacia el techo del tramo se transforman en *rudstones* de oncolitos milimétricos e intraclastos.

TRAMO 3: 2,50 m de calizas beiges, rojas y marrones.

Constituyen dos estratos tabulares de 1,10 m el primero y de 1,40 m el segundo. La base del tramo es fuertemente irregular. Son *rudstones* de intraclastos de colores variados (grises, beiges y negros) y de hasta 2-3 cm de diámetro. El estrato superior está formado por *floatstone-rudstones* de tallos tumbados y fragmentados de hasta 2-3 cm de longitud, oncolitos también centimétricos e intraclastos rosas y grises. Internamente el estrato inferior constituye un *set* de estratificación cruzada planar, mientras que el superior es masivo.

TRAMO 4: 0,20 m de margas marrones.

Forman un único estrato con la base plana y el techo cóncavo. Contienen escasos oncolitos dispersos desde milimétricos hasta 1-2 cm de diámetro, y carecen de estructuras sedimentarias.

TRAMO 5: 4,00 m de calizas beiges.

Constituyen un conjunto de estratos tabulares, separados por superficies de estratificación ligeramente onduladas y suavemente cóncavas. La potencia de los estratos oscila desde 0,30 m a 2,20 m. Texturalmente son *rudstones* y *floatstones* de intraclastos y oncolitos de varios centímetros de diámetro. Hacia la base del tramo, se encuentran además fragmentos de tallos de hasta 5 cm de longitud y 1-2 cm de diámetro.

TRAMO 6: 0,30 m cubiertos.

TRAMO 7: 0,80 m de calizas de color beige.

Se disponen en dos estratos tabulares, con bases subhorizontales, de 0,40 m de potencia cada uno. Texturalmente son *floatstones* de intraclastos y oncolitos de diámetro centimétrico.

Consideraciones

Estos materiales se han identificado con las Calizas de los Páramos, unidad T_{C12}^{BC} (Castiella, 1977) y con la "Formación Muela de Borja" de Inglès *et al.* (1998).

La evolución vertical de este perfil está mal definida.

Se ha intentado correlacionar este perfil con otros perfiles próximos, pero la verticalidad del relieve en el margen oeste de la muela impide seguir con seguridad las líneas de capa en

fotografía aérea. Pese a estas dificultades se sugieren dos posibilidades y así, el tramo 5 del perfil de Boquerón Norte puede ser equivalente a los tramos 15 o 17 del perfil de la Ermita.

2.2.12-Perfil de Puntal del Peñasco (fig. 2.16).

Situación

Este perfil se ha levantado en el sector meridional de la Muela de Borja, 3 km al suroeste del municipio de El Buste, concretamente en la ladera occidental del Puntal del Peñasco (803 m) (fig. 2.2).

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TXM145358

Techo: 30TXM146360

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

TRAMO 1: 5,50 m de calizas rosas, beige, ocre y naranjas.

Forman un paquete tabular masivo, con la base cubierta y el techo irregular, suavemente ondulado. Texturalmente comienzan como *rudstones* de oncolitos de hasta 1-2 cm de longitud, intraclastos desde milimétricos hasta 1-2 cm de diámetro y escasos gasterópodos. De forma gradual, y hacia el techo del tramo, evolucionan a *floatstones* de gasterópodos o de intraclastos milimétricos y *coated grains* de hasta 1 cm de diámetro, acompañados, esporádicamente, por crecimientos de estromatolitos finamente laminados y con espesores de 5-6 cm. En el techo del tramo son nuevamente *floatstones* que contienen oncolitos de hasta 2-3 cm de diámetro, intraclastos milimétricos y fragmentos de estromatolitos. Es característica la presencia de laminación cruzada en el techo del tramo.

TRAMO 2: 1,00 m de calizas beige.

Constituyen un único estrato tabular con base y techo irregulares. Comienzan como *floatstone-rudstones*, que gradualmente y en la vertical del tramo evolucionan primero a *wackestones* y después a *floatstone-rudstones*. Contienen oncolitos centimétricos y fragmentos de tallos de hasta 10 cm de longitud. En el techo del tramo se aprecia débil laminación paralela.

TRAMO 3: 5,20 m de calizas beige, marrones claras, rosas y rojas.

Forman dos paquetes tabulares masivos, con potencias de 1,60 m el primero y 3,60 m el segundo. Las superficies de estratificación son irregulares y onduladas. Son *rudstones* de oncolitos desde milimétricos hasta 2 cm de diámetro y fragmentos de tallos con una longitud máxima de 2-3 cm. Ocasionalmente, hacia la base se encuentran fragmentos de estromatolitos y hacia el techo intraclastos y escasos tallos verticales de hasta 0,5 cm de diámetro.

TRAMO 4: 1,60 m de calizas beige, ocre y rojas.

Constituyen un único estrato tabular con base y techo fuertemente irregulares. Texturalmente se caracterizan por ser *floatstone-rudstones* de intraclastos de hasta 3 cm de diámetro, oncolitos con un diámetro máximo de 1 cm y fragmentos de tallos de hasta 3-4 cm de longitud. Hacia el techo del tramo evolucionan a *floatstones* de intraclastos marrones milimétricos.

TRAMO 5: 1,90 m de calizas rosas, beige y rojas.

Forman un paquete tabular con la base erosiva y el techo plano. Hacia el techo del tramo aparece un cuerpo lenticular de base cóncava, que alcanza una potencia máxima de 0,90 m. Son *floatstone-rudstones* de intraclastos y de *coated grains*, que evolucionan en la vertical a *floatstones* de intraclastos milimétricos. Lateralmente se han encontrado impresiones de hojas y estromatolitos finamente laminados, con un espesor de 10-12 cm.

TRAMO 6: 5,40 m de calizas beiges, ocre, marrones y rojas.

Se disponen en estratos tabulares con bases y techos subhorizontales y potencias que oscilan desde 0,90 m hasta 2,40 m. Texturalmente comienzan como *floatstones* pasan hacia el techo del tramo a *floatstone-rudstones*. Contienen oncolitos de hasta 0,5-1 cm de diámetro y fragmentos de tallos con una longitud máxima de 2-3 cm. Hacia la mitad del tramo, además, aparecen intraclastos de varios milímetros de diámetro.

TRAMO 7: 4,75 m de calizas beiges, ocre y rosas.

Constituyen un conjunto de estratos tabulares, con bases y techos suavemente irregulares. Las potencias de los estratos oscilan desde los 0,15 m hasta 0,95 m. Texturalmente son *floatstones* de intraclastos de colores diversos (negros, grises, amarillos y beiges) con diámetros de orden milimétrico; localmente pueden ser *rudstones* con el mismo contenido. Hacia la base del tramo se distinguen escasos fragmentos de tallos y oncolitos, mientras que hacia el techo del tramo son abundantes las perforaciones verticales en el techo de los estratos.

Consideraciones

Estos materiales se han identificado con las Calizas de los Paramos, unidad T_{C12}^{BC} (Castiella, 1977) y con la "Formación Muela de Borja" de Inglès *et al.* (1998).

Su evolución vertical está mal definida.

Este perfil se ha correlacionado, mediante seguimiento de líneas de capa en fotografía aérea, con el perfil del Boquerón Norte, situado al norte del Puntal del Peñasco (el tramo 5 del Puntal del Peñasco es equivalente al tramo 5 del Boquerón Norte).

2.2.13-Perfil de El Moncín (fig. 2.17).

Situación

Este perfil se ha levantado en el sector meridional de la Muela de Borja, en la margen derecha del Barranco de Moncín; en las proximidades del kilómetro 5 de la carretera que une los municipios de Borja y El Buste (fig. 2.2).

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TXM172356

Techo: 30TXM173355

Descripción

De base a techo del perfil se han distinguido los siguientes tramos:

TRAMO 1: 2,10 m de calizas ocre y marrón claro.

Forman un paquete tabular masivo, donde la base aparece cubierta y el techo está suavemente ondulado. Son *floatstones* de intraclastos grises y negros, y oncolitos con diámetros que van desde milimétricos hasta 0,5 cm.

TRAMO 2: 0,80 m cubiertos.

TRAMO 3: 3,00 m de calizas ocre, beiges y marrones.

Se disponen en estratos tabulares, con bases y techos irregulares, de 0,30 a 1,50 m de potencia. Forman una secuencia estratocreciente. Texturalmente varían desde *rudstones* a *floatstones*. Por orden de abundancia contienen oncolitos desde milimétricos hasta 1,5 cm de diámetro e intraclastos, incluyendo fragmentos de oncolitos, de hasta 0,5 cm de diámetro y que desaparecen hacia el techo del tramo. Además, aparecen, en el techo del tramo, fragmentos de estromatolitos no concéntricos.

TRAMO 4: 1,75 m de conglomerados amarillos y grises.

Forman dos estratos tabulares, con la base del tramo muy irregular y ondulada y el resto de las superficies de estratificación subhorizontales. El primer estrato tiene una potencia de 1,15 m y el segundo de 0,60 m.

Son granosostenidos. Los clastos son de caliza de varios colores; los de color gris tienen un centilo de 8-10 cm, los beige de 6-7 cm y los negros de 3 cm. Todos ellos son subangulosos. La matriz es lutítica de color amarillo y, ocasionalmente, carbonatada. Carecen de estructuras sedimentarias.

TRAMO 5: 4,90 m de calizas beige y amarillas.

Constituyen un conjunto de estratos tabulares, con bases y techos irregulares y potencias que oscilan de 0,20 a 1,20 m. Texturalmente son *floatstones* de oncolitos desde milimétricos hasta 2 cm de longitud y 0,5-1 cm de diámetro; también contienen escasos fragmentos de tallos de pocos milímetros de longitud y, hacia el techo del tramo, intraclastos negros milimétricos y fragmentos de oncolitos y de estromatolitos no concéntricos.

TRAMO 6: 1,60 m de calizas beige.

Se disponen en estratos tabulares, cuyas superficies de estratificación son onduladas e irregulares. La potencia de los estratos varía desde 0,20 a 0,80 m y constituyen una secuencia estratodecreciente. Son *rudstones* de tallos fragmentados en disposición subhorizontal, oncolitos de hasta 0,5-1 cm de diámetro y escasos gasterópodos. Internamente aparece una tenue laminación paralela, a veces discontinua, que está ocasionada por la disposición de los tallos con sus ejes paralelos a la estratificación.

TRAMO 7: 1,70 m de calizas beige.

Se disponen en dos estratos tabulares de 1,20 m el primero y de 0,50 m el segundo. La base del tramo es plana, sin embargo el resto de las superficies de estratificación son erosivas e irregulares. Texturalmente comienzan como *floatstones*, para pasar hacia el techo del tramo a *rudstones*. Los dos estratos presentan un contenido similar: hacia la base dominan los intraclastos de hasta 6 cm de diámetro, que pueden estar acompañados de tallos tumbados y fragmentados. En cambio, hacia el techo de ambos estratos, dominan los oncolitos cilíndricos, que llegan a alcanzar 7-8 cm de longitud en el techo del primer estrato. Carecen de estructuras sedimentarias, a excepción de una débil laminación paralela que aparece a mitad del primer estrato.

TRAMO 8: 1,50 m de calizas beige.

Forman dos estratos tabulares de 0,75 m de potencia cada uno, con bases y techos suavemente ondulados. Son *floatstone-rudstones* de tallos tumbados y/o rotos subhorizontales que alternan con *boundstones* de tallos verticales de hasta 6-7 cm de longitud y 0,5 cm de diámetro; además aparecen oncolitos dispersos entre los tallos. En el techo de los estratos hay costras ferruginosas.

TRAMO 9: 0,30 m de margas beige.

Se disponen en un estrato tabular, contienen escasos fragmentos de tallos con diámetros milimétricos, y carecen de estructuras sedimentarias.

TRAMO 10: 2,05 m de calizas beige y calizas margosas blancas.

Forman varios estratos tabulares, con bases subhorizontales y con potencias que varían entre 0,30 m y 1,15 m. Texturalmente son *floatstones* de tallos tumbados y/o fracturados de hasta 10 cm de longitud y 0,5 cm de diámetro, o bien *boundstones* de tallos verticales de hasta 2-3 cm de longitud y 0,5 cm de diámetro. De forma más ocasional, se encuentran oncolitos de hasta 2 cm y gasterópodos, así como intraclastos de diámetro milimétrico hacia el techo del tramo.

TRAMO 11: 2,35 m de calizas beige.

Se disponen en estratos tabulares con bases y techos planos. La potencia de los estratos varía desde 0,15 m a 1,10 m y constituyen una secuencia estratodecreciente. Texturalmente son *floatstone-rudstones* de fragmentos de tallos de hasta 2-4 cm de longitud y 1 cm de diámetro; además, hacia la base del tramo aparecen tallos tumbados, gasterópodos y escasos tallos verticales de hasta 2-3 cm de longitud. Hacia el techo del tramo hay gasterópodos y perforaciones verticales. A lo largo de todo el tramo se distingue laminación paralela originada por la

alternancia de diferentes tamaños de tallos, así como por su disposición paralela a la estratificación.

TRAMO 12: 1,25 m de calizas marrones claras, beige y rojas, con una intercalación de margas beige.

Las calizas se disponen en estratos tabulares, cuyas superficies de estratificación son irregulares, desde 0,20 a 0,55 m de potencia. Texturalmente son *floatstones* y *rudstones* de oncolitos cilíndricos desde milimétricos hasta 2-3 cm de diámetro, hacia la base se encuentran además tallos tumbados.

Las margas forman un estrato tabular de 0,15 cm de potencia. Contienen *coated grains* milimétricos y carecen de estructuras sedimentarias.

TRAMO 13: 1,40 m de calizas beige.

Se disponen en estratos tabulares con bases y techos planos, y cuyas potencias oscilan entre 0,30 y 0,40 m. Texturalmente son *floatstone-rudstones* de tallos tumbados de hasta 0,5 cm de longitud y escasos oncolitos.

TRAMO 14: 2,45 m de calizas beige, marrones y rojizas.

Forman estratos tabulares con bases planas o bien erosivas e irregulares. Varían entre 0,40 y 1,05 m de potencia. Texturalmente se pueden diferenciar por un lado *floatstones* de gasterópodos, con escasos oncolitos, y por otro *floatstone-rudstones*, llegando incluso a *rudstones*, de tallos fragmentados y/o tumbados, también con escasos oncolitos. Internamente se observa hacia el techo del tramo una débil laminación horizontal causada por la disposición subhorizontal de los tallos.

TRAMO 15: 3,60 m de calizas beige y marrones.

Se disponen en estratos tabulares, de bases y techos subhorizontales y potencias que oscilan entre 0,25 y 1,10 m. Son *floatstones* de gasterópodos turbinados que hacia la base del tramo están acompañados de tallos tumbados de hasta 0,5 cm de diámetro. Hacia el techo del tramo hay abundantes perforaciones subverticales concentradas en el techo de los estratos.

Consideraciones

Estos materiales se han identificado con las Calizas de los Páramos, unidad T_{C12}^{BC} (Castiella, 1977) y con la "Formación Muela de Borja" de Inglès *et al.* (1998).

Su evolución vertical está poco definida, la presencia de un nivel de conglomerados (tramo 4) representa un salto granulométrico que supone el inicio de una secuencia granodecreciente.

Este perfil se ha correlacionado con los perfiles de Valdebelengue y Los Traches (el tramo 4 de El Moncín es equivalente al tramo 10 de Valdebelengue y al tramo 7 de Los Traches, línea II de correlación, fig. 2.22). Esta correlación se ha llevado a cabo utilizando como nivel guía los conglomerados calcáreos presente en los tres perfiles.

2.2.14-Perfil de El Calvario (fig. 2.18).

Situación

Este perfil se ha realizado en el sector meridional de la Muela de Borja, junto a la carretera comarcal que une los municipios de Borja y El Buste, entre los kilómetros 5 y 6 (fig. 2.2).

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TXM179354

Techo: 30TXM178353

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

TRAMO 1: 2,50 m de calizas beiges y marrón claro.

Aparecen en dos paquetes tabulares masivos, de 1,50 m el primero y 1,00 m el segundo. Son *mudstones* y *floatstones* de fragmentos de tallos con diámetros milimétricos, junto con escasos oncolitos de unos pocos milímetros de diámetro.

TRAMO 2: 1,00 m cubierto.

TRAMO 3: 2,00 m de calizas beiges y marrón claro.

Se disponen en dos paquetes tabulares de 0,50 m el primero y 1,50 el segundo. Este último está formado por un conjunto de estratos tabulares que oscilan entre 0,10 y 0,15 m de potencia. Texturalmente comienzan como *floatstones* de fragmentos de tallos y oncolitos de unos pocos milímetros de diámetro, que gradualmente van pasando hacia el techo del tramo a *boundstones* de tallos verticales y a *floatstone-rudstones* de oncolitos y gasterópodos.

TRAMO 4: 2,25 m de calizas marrones y beiges.

Forman dos paquetes tabulares, masivos de 1,50 m de potencia el primero y 0,75 m el segundo. Presentan bases irregulares, erosivas. Son *rudstones* de oncolitos que aumentan de tamaño hacia el techo del primer estrato, con un diámetro máximo de 3 cm. En el segundo estrato contienen intraclastos beiges y negros con un diámetro máximo de 0,5 cm.

TRAMO 5: 3,50 m de calizas marrones y beiges.

Forman dos paquetes tabulares masivos de 1,50 m de potencia el primero y 2,00 m el segundo. Texturalmente comienzan como *floatstones*, pasan a *rudstones* hacia la mitad del tramo y en el techo vuelven a ser *floatstones*. Contienen oncolitos de hasta 1 cm de diámetro e intraclastos carbonatados negros y grises, milimétricos. En el segundo paquete, además, aparecen escasos tallos fragmentados de pocos milímetros de longitud. Los oncolitos disminuyen de tamaño hacia el techo del tramo.

TRAMO 6: 5,00 m de calizas de color marrón claro.

Constituyen un conjunto de estratos tabulares, en la mitad superior del tramo presentan geometrías próximas a canaliformes y en el techo son nuevamente tabulares. Texturalmente son *mudstones* que hacia el techo se transforman en *wackestones* de gasterópodos, carofitas y otros bioclastos. En el techo presentan abundantes perforaciones subverticales.

Consideraciones

Estos materiales se han identificado con las Calizas de los Páramos, unidad T_{C12}^{BC} (Castiella, 1977) y con la "Formación Muela de Borja" de Inglès *et al.* (1998).

Su evolución vertical está mal definida.

Este perfil se ha correlacionado con el perfil de El Moncín que se sitúa al oeste, mediante el seguimiento de estratos en el campo y de líneas de capa en fotografía aérea. El tramo 6 del perfil de El Calvario es equivalente al tramo 14 de El Moncín (fig. 2.22).

2.2.15-Perfil de La Zarzuela (fig. 2.19).

Situación

Este perfil se ha levantado en el extremo meridional de la Muela de Borja, aproximadamente 2200 m al suroeste del Santuario de la Misericordia, en el paraje conocido como La Zarzuela (fig. 2.2).

Debido a las condiciones de afloramiento, para completar este perfil fue necesario desplazarse lateralmente hacia el este, aproximadamente 300 m a partir del tramo 7. Las coordenadas UTM

aproximadas son:

Base: 30TXM162335

Techo: 30TXM165336

Descripción

De base a techo se han descrito los siguientes tramos:

TRAMO 1: 0,90 m de calizas beiges.

Forman un estrato tabular, que presenta la base cubierta y el techo suavemente irregular. Son *floatstones*, en ocasiones llegan a *rudstones* de intraclastos con un diámetro máximo de 0,5 cm. Hacia el techo aparecen oncolitos enteros y fragmentados de hasta 0,7 cm de diámetro, acumulados formando una fina estratificación horizontal de 2 a 4 cm de grosor.

TRAMO 2: 1,65 m de calizas beiges, ocasionalmente naranjas.

Constituyen dos estratos tabulares de 0,70 m de potencia el primero y 0,95 m el segundo. Las superficies de estratificación son suavemente irregulares, a veces discontinuas. Texturalmente comienzan como *floatstones* de oncolitos desde milimétricos a 1-2 cm de diámetro y tallos tumbados y rotos. Hacia el techo son *packstones* de tallos tumbados y/o rotos, junto a escasos tallos verticales.

TRAMO 3: 3,00 m de calizas beiges y ocreas.

Forman un único paquete tabular, con la base y el techo irregulares. Son *floatstone*, localmente *floatstone-rudstones* o *rudstones*, de tallos rotos de hasta 2 cm de diámetro y 4 cm de longitud, intraclastos beiges y negros milimétricos y escasos oncolitos. Existe laminación paralela y hacia el techo del tramo aparece estratificación cruzada en surco en *sets* de 0,70 a 0,80 m de potencia.

TRAMO 4: 1,55 m de calizas ocreas y naranjas, con una intercalación de calizas margosas blancas.

Se disponen en estratos tabulares con bases y techos irregulares. Su potencia varía desde 0,10 hasta 0,35 m; forman dos secuencias: la primera es estratocreciente y la segunda estratodecreciente. Texturalmente son *rudstones* de tallos fragmentados y tumbados de hasta 0,5 cm de diámetro; hacia el techo del tramo aparecen también oncolitos alternando con los tallos.

TRAMO 5: 1,70 m de calizas beiges.

Forman estratos tabulares con bases y techos subhorizontales. Constituyen una secuencia estratodecreciente, que pasa desde 1,15 m de potencia máxima hasta 0,20 m de mínima. Comienzan como *floatstone-rudstones* de tallos fragmentados que presentan diámetros de hasta 0,5 cm. Hacia el techo son *floatstones*, desaparecen de forma gradual los tallos rotos, y en su lugar se encuentran oncolitos de hasta 1,5 cm de diámetro e intraclastos de pocos milímetros de diámetro, así como abundantes gasterópodos turbinados, siendo éstos el único componente en el techo del tramo. Lateralmente a este *floatstones* de gasterópodos se encuentran *rudstones* de oncolitos de hasta 2 cm de diámetro y 3-4 cm de longitud.

TRAMO 6: 2,05 m de calizas beiges, localmente grises.

Forman dos estratos tabulares, cuyas superficies de estratificación son irregulares, suavemente onduladas. El primer estrato mide 1,35 m de potencia y el segundo 0,70 m. Texturalmente comienzan como *rudstones* de oncolitos de hasta 1 cm de diámetro, que pasan en la vertical a *floatstones* de gasterópodos turbinados. El resto del tramo está constituido por *floatstone-rudstones* y *floatstones* de tallos fragmentados y verticales de unos pocos milímetros de diámetro. También se distinguen perforaciones subverticales en el techo del tramo, así como débil laminación paralela.

TRAMO 7: 1,85 m cubiertos.

TRAMO 8: 1,35 m de calizas de color beige.

Se disponen en estratos tabulares. La base del tramo se aprecia mal por estar parcialmente cubierta; el resto de las superficies de estratificación son horizontales e irregulares. La potencia de estos estratos oscila entre 0,10 y 0,30 m. Son *floatstones* de oncolitos de varios milímetros de

diámetro y trozos de tallos con diámetros similares.

TRAMO 9: 1,75 m de calizas beige y rosas.

Constituyen varios estratos tabulares con bases y techos irregulares. Varían de 0,40 a 0,80 m de potencia. Texturalmente son *mudstone-floatstones* de tallos rotos milimétricos, que pasan hacia techo a *floatstones* de gasterópodos, y terminan como *mudstones* que presentan escasos clastos calcáreos negros de 0,1 a 0,2 cm. Es característico en todos los estratos la presencia de perforaciones verticales o subverticales en el techo.

TRAMO 10: 0,60 m cubiertos.

TRAMO 11: 0,40 m de calizas amarillas.

Se disponen en dos estratos tabulares, con bases y techos irregulares, de 0,20 m de potencia cada uno. Texturalmente son *floatstone-rudstones* de oncolitos desde milimétricos hasta 0,5 cm de diámetro y escasos intraclastos milimétricos.

TRAMO 12: 2,00 m cubiertos.

TRAMO 13: 1,30 m de calizas beige, amarillas y grises.

Forman dos estratos tabulares con las superficies de estratificación suavemente onduladas. El primer estrato mide 0,85 m de potencia y el segundo 0,45 m. Texturalmente son *wackestone-packstones* de intraclastos milimétricos en el primer estrato y evolucionan de *floatstones* a *floatstone-rudstones* de oncolitos de pocos centímetros de diámetro de base a techo del segundo estrato. En el techo de ambos estratos aparecen abundantes perforaciones subverticales.

Consideraciones

Los materiales de este perfil se han identificado con las Calizas de los Paramos, unidad T_{C12}^{BC} (Castiella, 1977) y con la "Formación Muela de Borja" de Inglès *et al.* (1998).

Su evolución vertical está poco definida.

El perfil de la Zarzuela y el perfil de Codazamarrera que se describe a continuación están situados en el borde sur de la Muela de Borja (fig. 2.2). Este sector sur de la muela queda desconectado del resto por la acción de una falla normal de traza suavemente curva y cóncava hacia el sur que provoca el hundimiento del borde sur con respecto al resto de la muela. Debido a esto la correlación del perfil de La Zarzuela con los situados al norte de la falla se ha realizado considerando que los techos de la muela, a un lado y otro de la falla, son aproximadamente equivalentes. De esta forma, serían equivalentes los tramos 6 y 13 de La Zarzuela y 57 y 62 de Borja, respectivamente (fig. 2.22).

2.2.16-Perfil de Codazamarrera (fig. 2.20).

Situación

Este perfil se ha levantado en el sector meridional de la Muela de Borja, concretamente en el extremo suroccidental de la misma, que pertenece al término municipal de Bulbunte, en el paraje conocido como Codazamarrera (fig. 2.2).

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TXM130332

Techo: 30TXM131333

Descripción

De base a techo se han diferenciado los siguientes tramos:

TRAMO 1: 6,10 m de calizas beiges y amarillas.

Constituyen un paquete tabular, internamente masivo; la base no se aprecia porque aparece cubierta y el techo es fuertemente irregular. Texturalmente comienzan como *floatstones* de oncolitos de hasta 2-3 cm de diámetro, fragmentos de tallos (de hasta 7 cm de longitud y 2,5 cm de diámetro) y de estromatolitos. Hacia el techo pasan a *floatstone-rudstones* y terminan como *rudstones*, estas últimas ya no presentan fragmentos de estromatolitos, sin embargo aparecen tallos verticales.

TRAMO 2: 1,65 m de calizas beiges y amarillas.

Se disponen en estratos tabulares con bases y techos ligeramente irregulares. Forman una secuencia estratocreciente con una potencia mínima de 0,10 m y máxima de 0,70 m. Se trata de *rudstones* y *floatstones* de oncolitos de 0,1-0,2 cm hasta 1,5 cm de diámetro. Además, concentrados preferentemente en la mitad inferior del tramo, se encuentran tallos fragmentados y tumbados, así como fragmentos de oncolitos y de estromatolitos.

TRAMO 3: 2,00 m cubiertos.

TRAMO 4: 0,70 m de calizas beiges.

Forman dos estratos tabulares; la base del tramo esta cubierta. Las superficies de estratificación son subhorizontales. El estrato inferior tiene una potencia de 0,30 m y el superior de 0,40 m. Son *rudstones* de oncolitos de 3-4 cm de diámetro y fragmentos de estromatolitos. Hacia la base se encuentran además *coated grains* y escasos intraclastos, y hacia el techo tallos rotos.

En el estrato inferior se aprecia laminación paralela provocada por la alternancia de niveles con componentes de diferente granulometría.

TRAMO 5: 6,50 m cubiertos.

TRAMO 6: 4,60 m de calizas beiges, naranjas y amarillas.

Se disponen en un paquete tabular con la base cubierta y el techo ligeramente irregular. En la base del tramo aparece un estrato también tabular de 0,40 m de potencia; el resto del tramo es masivo. Son *rudstones* de oncolitos desde milimétricos hasta 2-3 cm de diámetro y fragmentos de estromatolitos; además, hacia la base también se encuentran fragmentos de tallos de varios cm de diámetro y hacia la mitad del tramo aparecen estromatolitos no concéntricos de varios centímetros de espesor.

TRAMO 7: 3,80 m de calizas beiges.

Se disponen en estratos tabulares, con límites irregulares. Sus potencias oscilan desde 0,50 a 1,00 m. Texturalmente son *rudstones* de tallos fragmentados y tumbados de varios centímetros de diámetro y, con menor abundancia, de oncolitos centimétricos.

TRAMO 8: 3,85 m de calizas beiges y ocreas.

Forman un conjunto de estratos tabulares y lenticulares, con bases y techos irregulares. La potencia de los estratos oscila desde 0,25 m hasta 1,25 m. Texturalmente son *floatstones*, localmente pueden ser *rudstones*. Están compuestas, hacia la base, por tallos rotos desde milimétricos hasta 2-3 cm de diámetro, que son sustituidos en la vertical por oncolitos, acompañados, hacia el techo, por intraclastos de hasta 1,5 cm de diámetro.

Consideraciones

Estos materiales se han identificado con las Calizas de los Paramos, unidad T_{C12}^{BC} (Castiella, 1977) y con la "Formación Muela de Borja" de Inglès *et al.* (1998).

Su evolución vertical está mal definida. La correlación de Codazamarrera con el perfil de La Zarzuela se ha realizado mediante el seguimiento de líneas de capa en fotografía aérea; sin

embargo, la existencia de zonas cubiertas por derrubios y vegetación hacen que la correlación sea compleja. A pesar de ello, el tramo 8 del perfil de Codazamarrera parece ser equivalente al tramo 6 de la Zarzuela (fig. 2.22).

2.3-CORRELACIÓN Y CRONOESTRATIGRAFÍA

2.3.1-Correlación y evolución vertical

En las figuras 2.21 y 2.22 se muestra la correlación de los perfiles descritos anteriormente en el sector de la Muela de Borja, representados de forma sintética. Debido a las importantes variaciones de potencia entre unos perfiles y otros, ha sido necesario hacer dos paneles de correlación. Así, en la primera figura (fig. 2.21) aparece la correlación de los perfiles más potentes, junto con alguno de los perfiles más significativos levantados en la parte superior de la Muela de Borja, mientras que en la figura 2.22 se muestra la correlación detallada de todos los perfiles realizados para la parte superior de la muela; perfiles todos ellos menos potentes. Las columnas representadas oscilan entre los 11,3 m del perfil de Boquerón Norte y los 240,7 m del perfil de Borja.

La correlación se ha establecido utilizando diversos criterios. Con la excepción de los perfiles de Lugar y Lugar Sur, cuya proximidad espacial ha permitido correlacionarlos mediante seguimiento de líneas de capa en fotografía aérea, los restantes perfiles más extensos (Lugar, Borja y Vulcafrailes) se han correlacionado de forma indirecta, utilizando criterios de evolución secuencial. De esta forma, atendiendo a las rupturas sedimentarias observadas en estos perfiles, parece ser que los tramos 9-10 del perfil de Lugar y el tramo 5 del perfil de Borja son equivalentes. En ambos casos aparecen sedimentos detríticos (conglomerados, areniscas y lutitas) que suponen el inicio de una macrosecuencia granodecreciente sobre los depósitos carbonatados previos. De igual forma se ha correlacionado el perfil de Borja con el perfil de Vulcafrailes siendo en este caso equivalentes los tramos 43 de Borja y el tramo 6 de Vulcafrailes; nuevamente se trata de un salto en la evolución secuencial (aparición de conglomerados) y el comienzo de una secuencia granodecreciente.

Los perfiles de detalle correspondientes a la unidad superior, así como el techo de los perfiles de Vulcafrailes y de Borja, debido a su proximidad geográfica, han sido correlacionados a partir de fotografía aérea y de varios niveles de conglomerados calcáreos útiles como niveles guía. La correlación entre los siete perfiles del sector norte de la Muela de Borja (ver esquema de situación en la figura 2.22) ha sido bastante sencilla dada su proximidad espacial y las relativamente buenas condiciones de continuidad de los estratos. Sin embargo, la relación de estos siete perfiles con los dos levantados en el margen oeste (Boquerón Norte y Puntal del Peñasco) es más dudosa debido a que la verticalidad del relieve impide seguir con seguridad las líneas de capa en fotografía aérea.

En cuanto a la correlación de los perfiles del sector norte de la Muela de Borja con los levantados en el sector sur, se ha realizado considerando que los niveles de conglomerados calcáreos son equivalentes en los perfiles de Los Traches, Valdebelengue y El Moncín.

Sin embargo, los dos perfiles con mayores dificultades de correlación son los de La Zarzuela y de Codazamarrera, situados en el margen sur de la muela. Lateralmente a estos dos perfiles aparecen zonas de menos pendiente con extensas áreas cubiertas por vegetación y/o derrubios que dificultan el seguimiento de líneas de capa.

La correlación entre ambos perfiles, si bien no es absolutamente segura, se ha establecido entre el techo del perfil de Codazamarrera (tramo 8) y el techo de la primera parte del perfil de La Zarzuela (tramo 6). Además, esta zona de la Muela de Borja está separada del resto por una falla

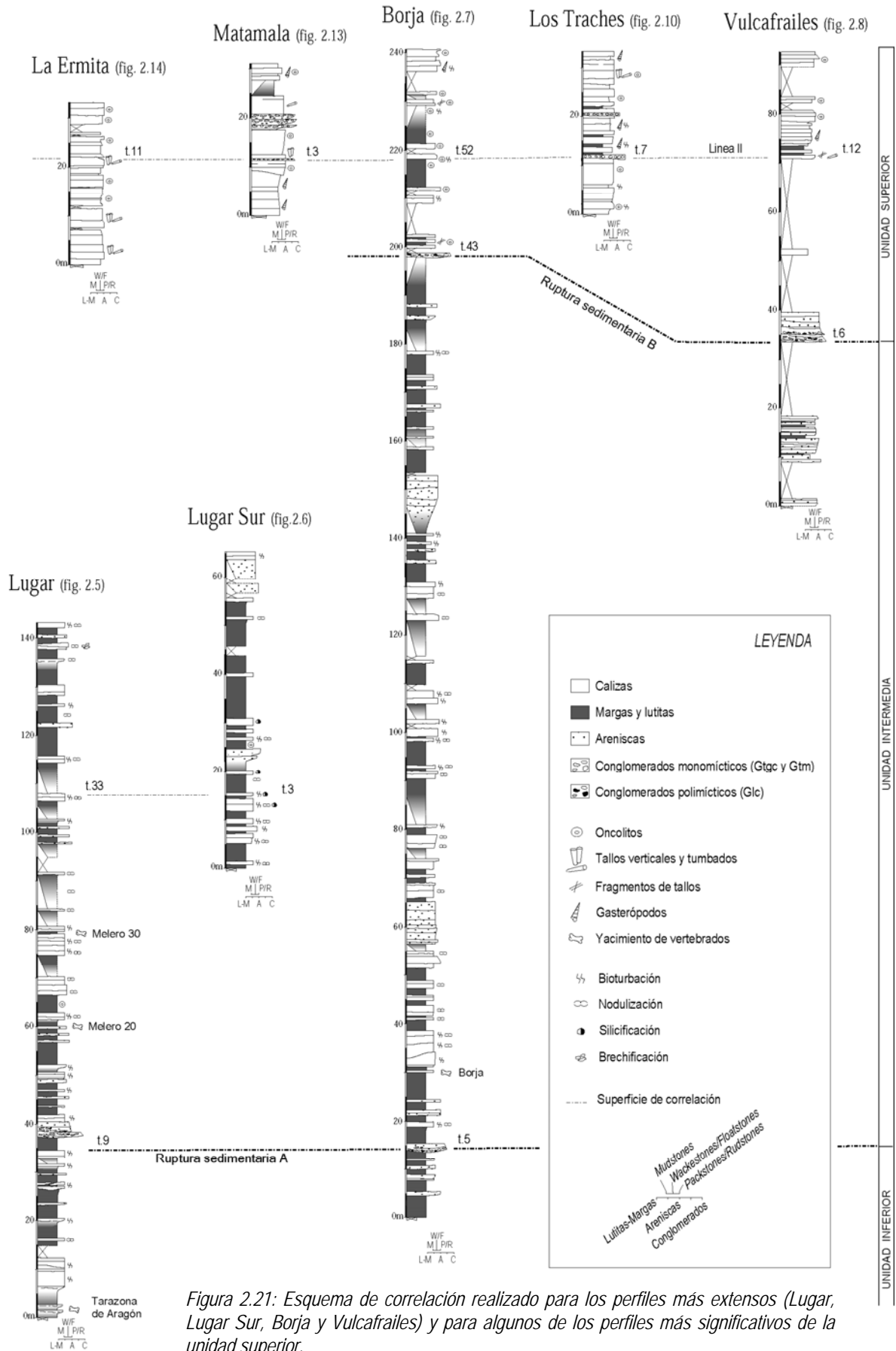
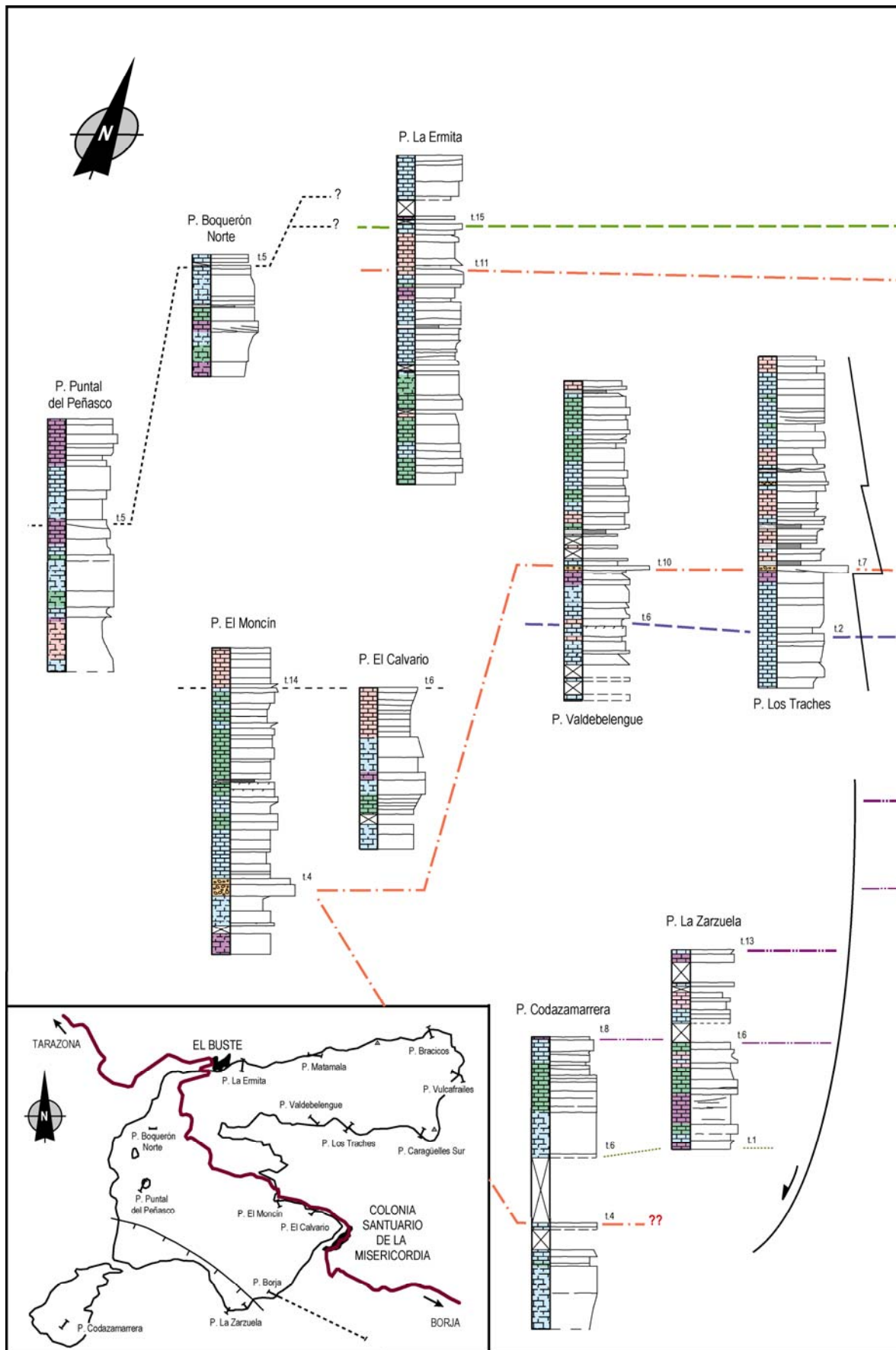


Figura 2.21: Esquema de correlación realizado para los perfiles más extensos (Lugar, Lugar Sur, Borja y Vulcafrailes) y para algunos de los perfiles más significativos de la unidad superior.



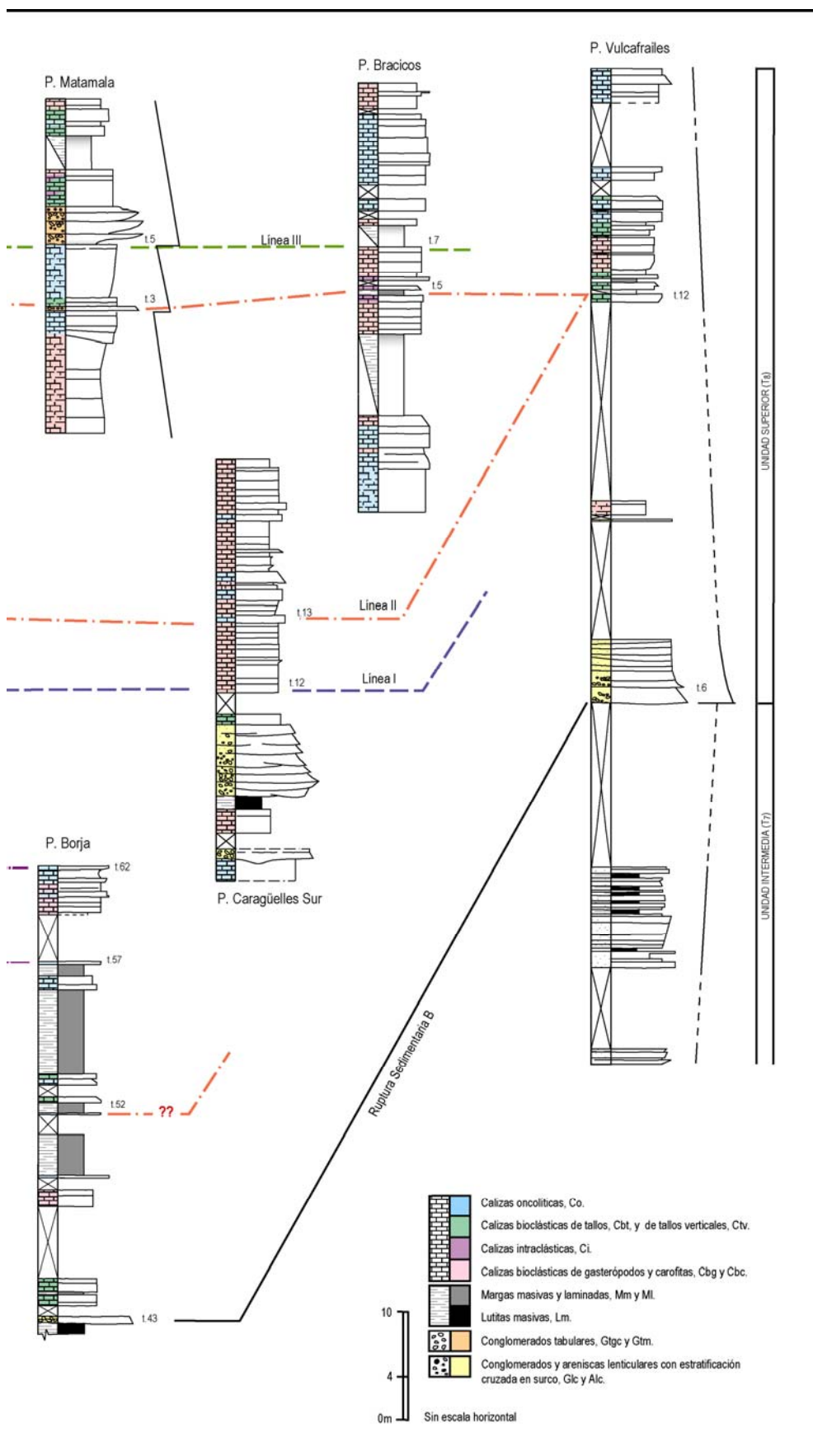


Figura 2.22: Esquema de correlación realizado para los perfiles de la Unidad Superior.

normal de traza suavemente curva, cóncava hacia el sur, que provoca el hundimiento del bloque meridional, donde se sitúan estos perfiles, con respecto al resto de la muela. Esto dificulta enormemente su correlación con los demás perfiles. En la figura 2.22 se plantea una posibilidad, establecida en función de la potencia de los paquetes calcáreos y del salto estimado de la falla y altura topográfica del techo de la muela. De esta forma, el tramo 13 del perfil de La Zarzuela se ha correlacionado con el tramo 62 de Borja.

Se han diferenciado dos rupturas sedimentarias importantes en las series estratigráficas levantadas en el sector de Borja-Tarazona. Estas dos rupturas, que denominamos A y B, aparecen situadas en la figura 2.21 y 2.22:

-*Ruptura sedimentaria A*, se reconoce en los perfiles de Lugar (fig. 2.5) y de Borja (fig. 2.7) concretamente entre los tramos 8 y 9 para el perfil de Lugar y entre los tramos 4 y 5 para el de Borja. En ambos casos la ruptura consiste en la aparición de detríticos (conglomerados, areniscas y lutitas) sobre los carbonatos (calizas y margas) dominantes en la parte superior de la serie. Se trata, pues, de un salto granulométrico en la evolución vertical que se identifica como un límite de secuencia de tipo 3 según la terminología de González *et al.* (1988).

-*Ruptura sedimentaria B*, se reconoce entre los tramos 5 y 6 del perfil de Vulcafrailes (fig. 2.8) y entre los tramos 42 y 43 del perfil de Borja (fig. 2.7). En ambos casos, el estudio de este límite resulta problemático debido a la existencia de abundantes tramos cubiertos y deslizamientos de ladera. No obstante, se ha reconocido por la aparición de detríticos gruesos (conglomerados y areniscas) asociados a lutitas rojas que marcan el inicio de una nueva secuencia. En el perfil de Vulcafrailes, Pérez (1989) lo identifica como un límite de tipo 1 de González *et al.* (1988), ya que, además de un salto granulométrico, existe un cambio en la evolución vertical con un paso de granocreciente a granodecreciente. Sin embargo, en la zona de Borja tal evolución no se reconoce y sólo existe salto granulométrico, aparentemente entre dos macrosecuencias granodecrecientes.

La existencia de estas dos rupturas sedimentarias permite identificar en el área de estudio tres unidades genéticas: inferior, intermedia y superior (fig. 2.21). El objetivo a partir de este momento es poder asignarles una datación lo más ajustada posible, y para ello, se recurre a los datos cronoestratigráficos disponibles, que esencialmente se reducen a estudios paleontológicos.

2.3.2-Cronoestratigrafía: datos paleontológicos.

La datación a partir de yacimientos paleontológicos muestra serias dificultades debido a la escasez de los mismos. Para el sector estudiado, solamente se han descrito en la bibliografía seis yacimientos de vertebrados que a continuación se describen y comentan: Monteagudo, Tarazona de Aragón, Borja, Paridera de Pinos, EL Buste y La Ciesma. Las muestras recogidas a lo largo de las series estratigráficas y estudiadas durante la realización de este trabajo han dado un resultado negativo, pues la presencia de restos de vertebrados ha sido nula o bien demasiado escasa como para que su estudio y determinación fuera interesante; sin embargo, en la ladera norte de Plana Melero se han encontrado dos niveles nuevos, cuyo estudio ha resultado interesante para la datación de la serie estratigráfica, dado que son correlacionables con el perfil de Lugar (fig. 2.5). Los resultados del

estudio de estos dos niveles fosilíferos (Me-20 y Me-30, Murelaga *et al.*, en prensa), se exponen también en este apartado.

La descripción de los yacimientos se realizará por orden cronológico, de más antiguo a más moderno según la edad atribuida a cada yacimiento por los distintos autores. En la figura 2.21 se puede ver la situación estratigráfica de los yacimientos de Tarazona de Aragón, Melero 20, Melero 30 y Borja dentro de los perfiles levantados; los otros cuatro yacimientos quedan desconectados de estos perfiles. En la figura 2.23 se presenta la ubicación de todos ellos.

Para cada uno de los yacimientos se reseñan los siguientes datos:

- Denominación.
- Situación geográfica y geológica.
- Autores que lo han estudiado.
- Asociación faunística.
- Atribución de edad.

Otra herramienta de datación con la que se cuenta en los depósitos continentales es la magnetoestratigrafía, pero que requiere del apoyo de dataciones obtenidas a partir de otros métodos (basados en fósiles y dataciones absolutas) para correlacionar el perfil magnetoestratigráfico local con la escala magnetoestratigráfica de referencia. Así, la exactitud de este método de trabajo está condicionada por el grado de detalle alcanzado con las dataciones de los yacimientos paleontológicos y de las dataciones radiométricas de niveles de cenizas volcánicas intercalados en la serie estratigráfica, en caso de existir.

Existen numerosos estudios realizados en otros sectores de la Cuenca del Ebro que presentan perfiles magnetoestratigráficos (Friend *et al.*, 1988-1989; Hogan, 1993; Hogan y Burbank,

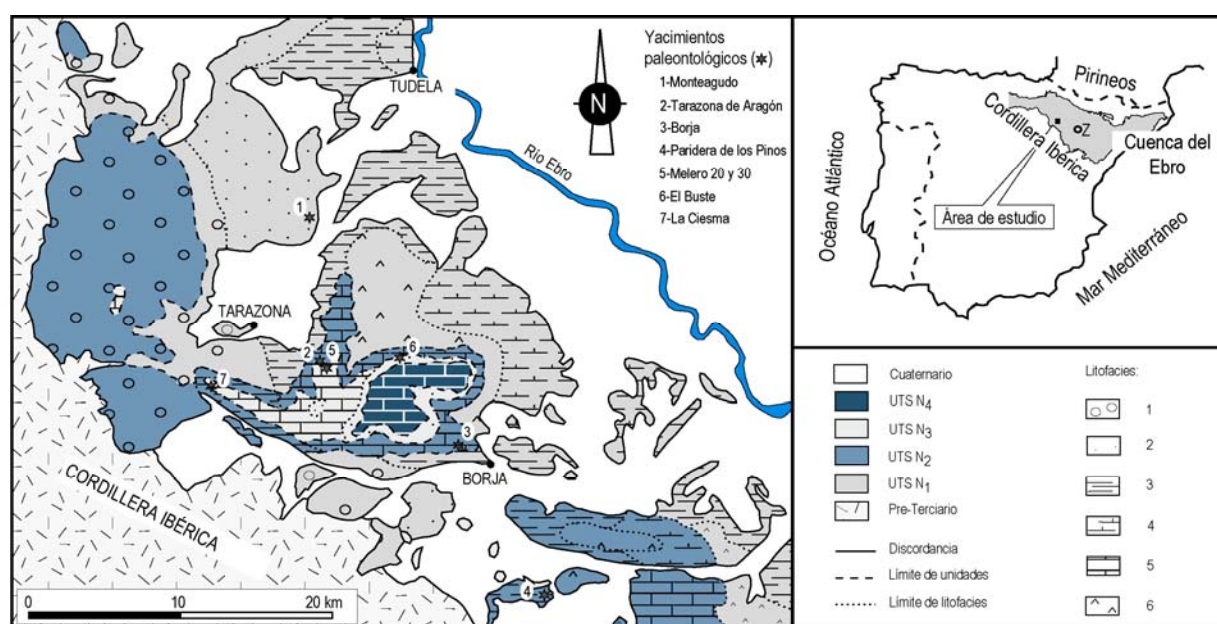


Figura 2.23: Situación de los yacimientos de vertebrados citados en este trabajo, sobre la cartografía de Pérez *et al.* (1988a). Litofacies, 1) conglomeráticas; 2) arenosas; 3) lutíticas; 4) lutítico-carbonatadas; 5) carbonatadas; 6) yesíferas

1996; Barberá *et al.*, 1994; Gomis, 1997; Gomis *et al.*, 1997; Pérez-Rivarés, 2001; Pérez-Rivarés *et al.*, 2002 y 2004; Larrasoña *et al.*, 2005 y 2006). En la actualidad Pérez-Rivarés está realizando, como parte de su tesis doctoral, un amplio trabajo que comprende el análisis magnetoestratigráfico del sector central de la Cuenca del Ebro, incluyendo el área de Borja-Tarazona. Sin embargo, estos datos aún no han sido publicados.

Descripción de los yacimientos

Monteagudo

Este yacimiento se sitúa junto a la localidad de Monteagudo que le da nombre, en un pequeño afloramiento de la unidad "Yesos de Monteagudo" que aparece en la margen izquierda del río Queiles (fig. 2.23). Cuenca *et al.* (1992a) sitúa este yacimiento dentro de la unidad N₁ de Pérez *et al.* (1988a)

El yacimiento se conoce desde muy antiguo: Lacarra (1919 y 1920), Ruiz de Gaona *et al.* (1946), Villalta *et al.* (1946). Más recientemente, Astibia *et al.* (1987) y Murelaga *et al.* (2006) proporcionan una lista actualizada de los restos encontrados en este yacimiento:

- REPTILIA
 - SQUAMATA
 - Chelonia indet.
- MAMMALIA
 - PROBOSCIDEA
 - Gomphotherium angustidens* (Cuvier)
 - PERISSODACTYLA
 - ?*Anchitherium* sp.
 - Aceraterium tetradactylum* (Lartet)
 - Dicerorhinus* sp.
 - ARTIODACTYLA
 - Bunolistriodon lockharti* (Pomel)
 - Palaeomeryx kaupi* Meyer
 - ?Cervidae indet.
 - CARNIVORA
 - Hyaenaelurus* sp.
 - Pseudaelurus quadridentatus* (Blainville)

Según esta asociación faunística, Astibia *et al.* (1987) proponen una edad Aragoniense inferior-medio para este yacimiento (zona MN4-5 o B a E, fig. 2.24).

Tarazona de Aragón

Este yacimiento se localiza al sureste del municipio de Cunchillos, al pie de los relieves de Lugar y Plana Melero, próximo al Corral de Camarlú (fig. 2.23). Villena *et al.* (1992) y Cuenca *et al.* (1992a) sitúan este yacimiento hacia el techo de la UTS N₁ de Pérez *et al.* (1988a).

El yacimiento de Tazarona ha sido ampliamente estudiado: Astibia *et al.* (1981, 1984, 1998), Astibia (1985, 1987), Astibia y Morales (1987), Valdés *et al.* (1986), Badiola *et al.* (2001) y Murelaga *et al.* (2006). La asociación faunística que presentan estos autores es la siguiente:

- REPTILIA
 - SQUAMATA
 - Anguidae indet.
 - Lacertidae indet.
 - Chelonia indet.
- MAMMALIA
 - INSECTIVORA

- Soricidae indet.
 CHIROPTERA indet.
 RODENTIA
Heteroxerus rubricati Crusafont, Villalta y Truyols
Armantomys aragonensis De Bruijn
Microdyromis koenigswaldi De Bruijn
Pseudodyromys ibericus De Bruijn
Fahlbuschia koenigswaldi (Freudenthal)
Megacricetodon collongensis (Mein)
 LAGOMORPHA
Lagopsis penai Royo
 CARNIVORA
Amphicyon major Blainville
Hemycion cf. *sansaniensis* Lartet
 Felidae indet. 1
 Felidae indet. 2
 PROBOSCIDEA
Gomphotherium angustidens (Cuvier)
 PERISSODACTYLA
Anchitherium sp.
Hispanotherium matritense (Prado)
 ARTIODACTYLA
 Suidae indet. aff. *Conohyus simorrensis*
Caenotherium sp.
Eotragus sp. aff. *aplodon* Meyer
Eotragus aff. *sansaniensis*
 aff. *Tethytragus*
 ?*Miotragoderus* sp.
Triceromeryx turiasonensis Astibia y Morales
Micromeryx sp.

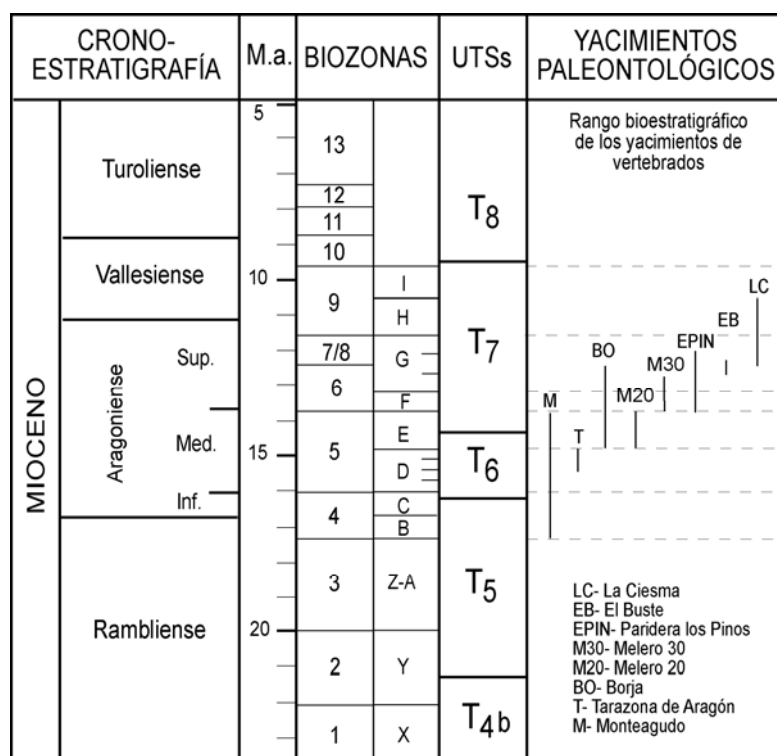


Figura 2.24: Situación bioestratigráfica de los yacimientos paleontológicos de la zona de estudio, según la asignación temporal que los distintos autores proponen para cada uno (ver texto). Límites de UTSs según Pardo et al. (2004).

Esta fauna, según Cuenca *et al.* (1992a) situaría el yacimiento en el Aragoniense medio (zona MN4b o D). Recientemente, Murelaga *et al.* (en prensa) han realizado la revisión del yacimiento de Tarazona ajustando su rango temporal a la biozona Dc-Dd o MN5 (fig. 2.24).

Borja

Se sitúa en el margen suroriental de la Muela de Borja, en un pequeño cerro (564 m de altura) entre el Barranco Torralbar y la Acequia de Sopez (fig. 2.23). Pérez (1989) y Cuenca *et al.* (1992a) sitúan este yacimiento en la unidad N₂.

El yacimiento de Borja aparece descrito en la tesis doctoral de Pérez (1989) y su contenido faunístico en mamíferos (Rodentia) es *Fahlbuschia* cf. *darocensis* y *Cricetodon* sp. Tal asociación fue atribuida por este mismo autor al Aragoniense medio (zona MN5 o E) o superior (zona MN6 o F-G, fig. 2.24).

Melero 20

El yacimiento se localiza en un nivel margoso con abundantes restos carbonosos, en las estribaciones noroccidentales de Plana Melero, unos 60 m por encima del yacimiento de Tarazona de Aragón. Estratigráficamente el yacimiento se sitúa en la parte inferior de la que hemos denominado unidad intermedia (fig. 2.21).

Este yacimiento se ha localizado recientemente y ha sido estudiado por Murelaga *et al.* (en prensa). La asociación faunística que identifican estos autores es:

- MAMMALIA
 - CHIROPTERA
 - Chiroptera indet.
 - RODENTIA
 - Megacricetodon collogensis* (Mein)
 - Fahlbuschia darocensis* (Freudenthal)
 - Heteroxerus grivensis* (Forsyth Major)
 - Microdyromys* cf. *Monspeliensis* Aguilar
 - Armantomys* cf. *Tricistatus* López
 - LAGOMORPHA
 - Prolagus* cf. *Mayor* López Martínez

Tanto la presencia de *Prolagus major* como la de *Fahlbuschia darocensis* indican como edad más antigua posible del yacimiento la base de la biozona E, mientras que la especie *Megacricetodon collongensis* nos indica como edad más moderna posible el techo de la biozona E. Con todo ello la edad propuesta para esta localidad sería Aragoniense medio (biozona E o MN5, fig. 2.24) (Murelaga *et al.*, en prensa).

Melero 30

El yacimiento se localiza en un nivel margoso con abundantes restos carbonosos, en la ladera noroeste de Plana Melero, aproximadamente 20 m por encima de la localidad de Melero 20. Este yacimiento se sitúa en nuestra unidad intermedia (fig. 2.21).

Al igual que el yacimiento de Melero 20, la localidad de Melero 30 se ha descubierto recientemente y ha sido estudiada por Murelaga *et al.* (en prensa). La asociación faunística encontrada es:

- MAMMALIA
 - RODENTIA
 - Megacricetodon collogensis-crusafonti* Mein-Freudenthal
 - Heteroxerus grivensis* (Forsyth Major)
 - LAGOMORPHA
 - Prolagus* cf.

De las tres especies de micromamíferos presentes en este yacimiento, la que indica una mayor precisión biocronológica es el cricétido *Megacricetodon Collongensis-Crusafonti*, que sitúa esta localidad en el Aragoniense superior (entre las biozonas F y G1 o MN6, fig. 2.24).

Paridera de Pinos (EPIN)

Este yacimiento se localiza en unos niveles de arcillas verdes al sur de la localidad de Fuendejalón (aproximadamente 4 km al SSW del municipio), en las cercanías de la Paridera de Pinos que da nombre al yacimiento (fig. 2.23). Cuenca *et al.* (1992a) sitúan el yacimiento en la unidad N₂ de Pérez *et al.* (1988a).

El yacimiento de la Paridera de Pinos ha sido estudiado y descrito por Azanza *et al.* (1988) y Cuenca *et al.* (1992 a y b). La asociación faunística que proponen estos autores está formada por:

- MAMMALIA
 - RODENTIA
 - Megacricetodon crusafonti* Freudenthal
 - Megacricetodon gersi* (Aguilar)
 - Microdyromis* sp.
 - INSECTIVORA
 - Miosorex* aff. *grivensis* (Depéret)
 - LAGOMORPHA
 - Lagopsis* sp

La presencia de *M. crusafonti* y *M. gersi* sugiere para esta asociación una edad Aragoniense medio-superior (zonas MN 6-7 o F-G, fig. 2.24) (Azanza *et al.*, 1988 y Cuenca *et al.*, 1992a).

El Buste

Se localiza en unos niveles arenosos situados en la vertiente norte de la Muela de Borja, en las cercanías de la localidad de El Buste, junto a una pequeña cantera abandonada (fig. 2.23). En cuanto a su situación estratigráfica, Villena *et al.* (1992) y Cuenca *et al.* (1992a) incluyen el yacimiento dentro de la UTS T₇ o N₃.

Los primeros trabajos publicados sobre este yacimiento son los de Azanza (1986) y Azanza *et al.* (1988) donde describen tres niveles fosilíferos. El primero de ellos, El Buste 1 presenta escasos restos de micromamíferos y quelonios no identificables. Existen nuevas aportaciones sobre los niveles El Buste 2 y 3 en el trabajo de Cuenca *et al.* (1992b):

- El Buste 2:
 - MAMMALIA
 - RODENTIA
 - Megacricetodon crusafonti* Freudenthal
- El Buste 3:
 - REPTILIA
 - CHELONIA
 - Chelonia indet.
 - MAMMALIA
 - LAGOMORPHA
 - Prolagus* sp.
 - RODENTIA
 - Fahlbuschia* sp.
 - Megacricetodon crusafonti* Freudenthal
 - Cricetidae* indet.
 - PERISSODACTYLA
 - Aceratherium* cf. *simorreense* Lartet
 - ARTIODACTYLA
 - Conohyus ebroensis* Azanza

INSECTIVORA indet.

La presencia de *Megacricetodon crusafonti* hace característica esta asociación faunística del Aragoniense superior, biozona G o MN7-8 (Cuenca *et al.*, 1992a). Nuevas revisiones del yacimiento realizadas por Murelaga *et al.* (en prensa) han permitido reajustar la asignación temporal a la biozona G2 o MN6 (fig. 2.24).

La Ciesma

Se localiza en el margen meridional del relieve tabular de La Ciesma, al sur de Santa Cruz de Moncayo (fig. 2.23). Desde un punto de vista estratigráfico este yacimiento se sitúa en la parte superior de la UTS T₇ o N₃ (Villena *et al.*, 1992 y Cuenca *et al.*, 1992a).

Ha sido estudiado por Azanza (1986), Azanza *et al.* (1988) y Murelaga *et al.* (2006). En estos trabajos se describe una sucesión de niveles fosilíferos: La Ciesma 1, 2a, 2b, 3 y 4.

La Ciesma 1:

REPTILIA

CHELONIA

Chelonia indet.

Geochelone sp.

MAMMALIA

PROBOSCIDEA

Gomphotherium Angustidens Cuvier

PERISSODACTYLA

Rhinocerotidae indet.

ARTIODACTYLA

Listriodons splendens Meyer*Conohyus ebroensis* Azanza*Hispanomerix aragonensis* AzanzaBovidae indet. cf. *Caprotragoides*

La Ciesma 2a:

REPTILIA

CHELONIA

Chelonia indet.

La Ciesma 2b:

MAMMALIA

RODENTIA

Gliridae cf.

Myomimus dehmi (De Bruijm)*Progonomys* sp.

La Ciesma 3:

REPTILIA

CHELONIA

Chelonia indet.

MAMMALIA

PROBOSCIDEA

Gomphotherium angustidens Cuvier

ARTIODACTYLA

Palaeomeryx cf. magnus Lartet

La Ciesma 4:

MAMMALIA

RODENTIA

Myomimus dehmi (De Bruijm)

INSECTIVORA indet.

LAGOMORPHA indet.

Las asociaciones faunísticas encontradas en los distintos niveles han permitido asignar una edad Aragoniense superior para el nivel La Ciesma 1, zona MN7 o G (Azanza, 1986) y Vallesiense para el nivel La Ciesma 2b, zona MN9 o H (Azanza *et al.*, 1988). Por tanto, se sitúa al conjunto del yacimiento en el tránsito Aragoniense-Vallesiense (fig. 2.24).

2.3.3-Discusión y datación de las unidades genéticas.

En este trabajo se han identificado, en resumen, dos rupturas sedimentarias en las series estratigráficas levantadas en el sector de Borja-Tarazona que permiten diferenciar tres unidades genéticas. Estas dos rupturas, que denominamos A y B, aparecen situadas en la figura 2.25 y gracias a los yacimientos paleontológicos antes citados se pueden datar como:

-*Ruptura sedimentaria A*: este límite de secuencia se sitúa entre los yacimientos de vertebrados de Tarazona de Aragón (Dc-Dd o MN5, según las últimas revisiones de Murelaga *et al.*, en prensa) y los yacimientos de Borja (E-G o MN5-6, Pérez, 1989) y de Melero 20 (E o MN5, Murelaga *et al.*, en prensa). Así pues, la ruptura sedimentaria se encuentra entre las biozonas Dc-Dd y E y es, por tanto, intra-MN5.

-*Ruptura sedimentaria B*: este límite de secuencia se sitúa por encima de los yacimientos de EL Buste (G2 o MN6, según las últimas revisiones de Murelaga *et al.*, en prensa) y de La Ciesma (G-H o MN7-9, Azanza, 1986 y Azanza *et al.*, 1988), más próximo a este último.

La datación de las tres unidades genéticas (inferior, intermedia y superior) es problemática debido a la irregular distribución de los yacimientos paleontológicos a la largo de las unidades. Si bien hay varios yacimientos cuya situación estratigráfica es próxima a los límites de las unidades y, por lo tanto, facilitan la asignación de una edad a esos límites, hay otros casos donde la ausencia de yacimientos dificulta tal asignación: como se aprecia en la figura 2.25 sólo se tienen datos paleontológicos de la unidad inferior e intermedia, ya que en la unidad superior no se ha reconocido hasta el momento ningún yacimiento. Así pues, los yacimientos se concentran en torno a dos niveles: el límite entre las unidades inferior e intermedia (yacimientos de Tarazona, Borja, Melero 20 y Melero 30) y la parte superior de la unidad intermedia (yacimientos de El Buste y La Ciesma).

De la unidad inferior únicamente se ha estudiado en este trabajo los 35 metros superiores, por lo que solamente se puede dar una edad aproximada para ese límite, que sería Aragoniense medio (MN5). La unidad intermedia se extiende desde el Aragoniense medio (MN5) hasta el Vallesiense inferior (MN9). Y, por último, la datación de la unidad superior, debido a la ausencia de yacimientos de vertebrados, se establece a partir de su situación estratigráfica post-unidad intermedia, y se podría datar como Vallesiense-¿Turoliense? Ahora bien, el carácter erosivo de la ruptura sedimentaria B podría implicar quizá una laguna estratigráfica importante y, por tanto, una edad más moderna de la unidad.

Si comparamos rangos temporales de las tres unidades diferenciadas en este sector de la Cuenca del Ebro con las dataciones establecidas para las unidades tectosedimentarias reconocidas en el resto de la cuenca (Pardo *et al.*, 2004) resulta que el techo de la unidad inferior es aproximadamente equivalente al límite superior de la UTS T₆, mientras que la unidad intermedia es

equivalente a la UTS T₇. La unidad superior, que tradicionalmente se ha considerado la UTS T₈, sigue sin poder datarse con un mínimo de fiabilidad.

Pérez *et al.* (1988a) diferenciaron para este sector de la Cuenca del Ebro cuatro unidades genéticas (N₁, N₂, N₃ y N₄) equivalentes a T₅, T₆, T₇ y T₈. Sin embargo, el refinamiento de los datos bioestratigráficos sugiere que, para el área de Borja-Tarazona en concreto, las unidades N₂ y N₃ tal como las diferenciaban los autores antes citados, son una única unidad equivalente a T₇ (fig. 2.26). Por otra parte, la unidad T₅ no llegaría a aflorar en los perfiles estudiados en este trabajo, de tal forma que solamente se ha reconocido en ellos la parte superior de la unidad T₆ y las unidades T₇ y T₈. Las características más relevantes de estas tres unidades derivadas del presente trabajo son las siguientes:

-UTS T₆: La unidad tectosedimentaria T₆ aparece de forma parcial en los perfiles de Lugar y Borja, donde se han medido potencias de 34,5 y 14 m respectivamente, correspondientes al techo de la unidad.

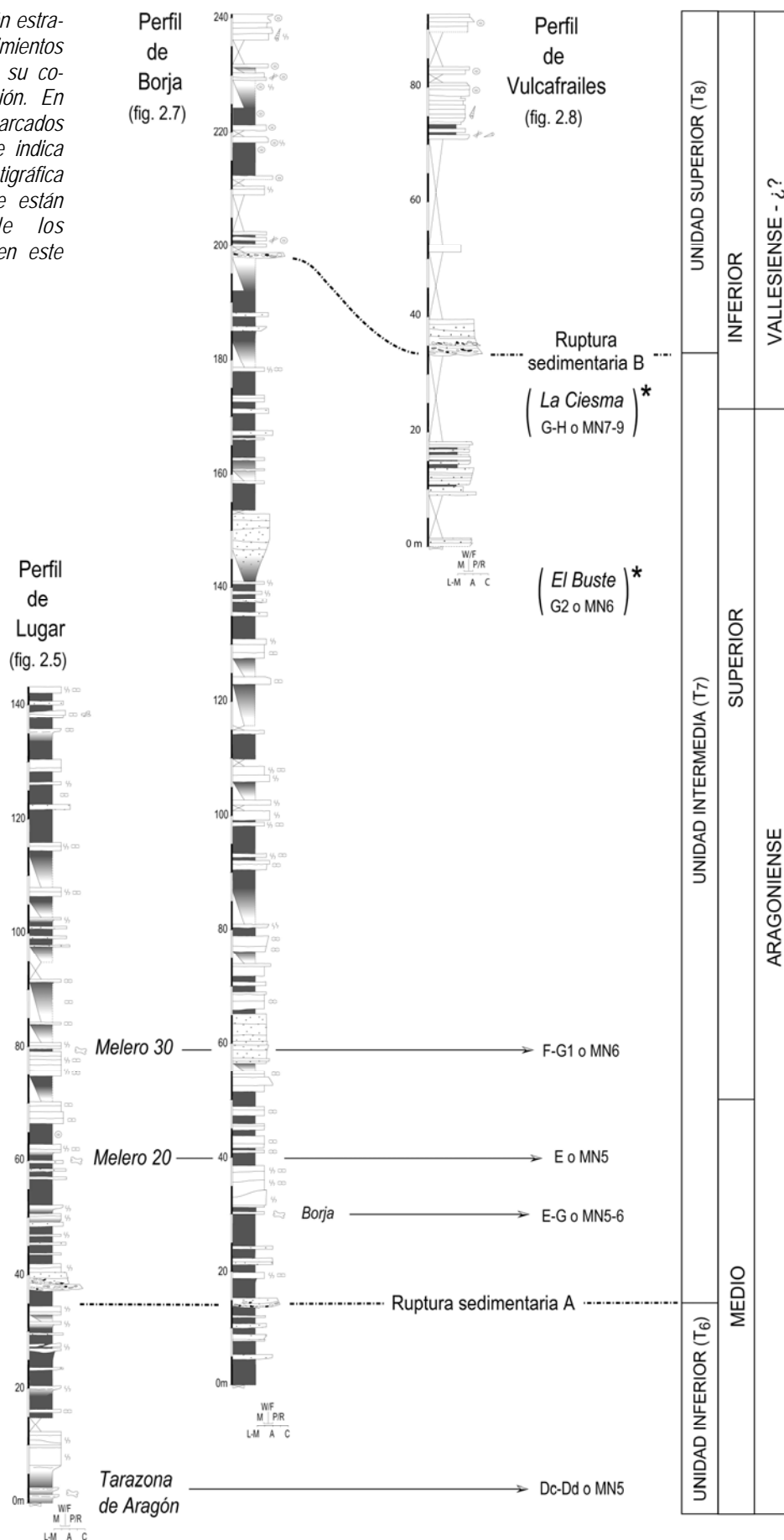
Los materiales que la constituyen en este sector son margas y calizas beige y blancas y, en menor medida, areniscas marrones y naranjas. La evolución vertical de la unidad es granodecreciente según los datos de Pérez *et al.* (1988a); sin embargo, el escaso registro en los perfiles levantados hace que dicha evolución granocreciente no sea patente en ellos. El límite inferior de la unidad en este sector está cubierto, mientras que el superior viene dado por un salto granulométrico en la evolución secuencial, causado por la aparición de conglomerados.

En el perfil de Lugar (metros 2 a 5) se sitúa el yacimiento de vertebrados de Tarazona de Aragón (Valdés *et al.*, 1986), cuya asociación faunística fue atribuida al Aragoniense medio (MN4 o D). Murelaga *et al.* (en prensa) han realizado una revisión de la asociación faunística lo que ha permitido concretar la asignación bioestratigráfica a MN5 o Dc-Dd.

-UTS T₇: La unidad tectosedimentaria T₇ se ha reconocido en los perfiles de Lugar, Lugar Sur, Vulcafriles y Borja, aunque sólo aparece completa en este último. En los perfiles de Lugar y Lugar Sur se puede observar la parte inferior de la unidad, mientras que en el de Vulcafriles solamente está representada la parte final de la misma y de forma incompleta. Las potencias aflorantes de esta unidad en cada uno de los perfiles son 108,6 m en el perfil de Lugar, 65,3 m en el perfil de Lugar Sur, 33,5 m en el perfil de Vulcafriles y 184,1 m en el perfil de Borja; este último perfil nos indica la potencia total de la unidad T₇ en este sector de la cuenca.

En la base de la unidad aparece un paquete de conglomerados y areniscas ocre, amarillas y grises que lateralmente evolucionan a lutitas rojas (perfil de Lugar y Borja) y que hacia techo desaparecen rápidamente para dar paso a una monótona alternancia de calizas y margas beige y blancas. Hacia la mitad de la unidad se distingue nuevamente un potente nivel de areniscas beige y marrones y lutitas también marrones (perfiles de Lugar Sur y Borja) que, a partir de ese punto, constituyen una alternancia con los niveles carbonatados de calizas y margas hasta el techo de la unidad. En el perfil de Vulcafriles sólo se reconocen areniscas y lutitas. La evolución vertical de esta unidad es más compleja que la de la unidad inferior. En el perfil de Borja se trata de una evolución vertical granodecreciente, que consta de varias macrosecuencias también granodecrecientes. Sin embargo, en el margen NE de la muela (perfil de Vulcafriles) la presencia dominante de depósitos detríticos (areniscas y lutitas) hacia techo hace pensar que la

Figura 2.25: Situación estratigráfica de los yacimientos de vertebrados con su correspondiente datación. En los yacimientos marcados con un asterisco se indica su situación estratigráfica aproximada, ya que están desconectados de los perfiles realizados en este trabajo.



macrosecuencia superior, aunque aparece incompleta, tal vez presentase una evolución vertical granocreciente. En este caso, esta evolución sería coincidente con la evolución vertical general que Pérez *et al.* (1988a) y Pérez (1989) proponen para esta unidad en el sector central de la Cuenca del Ebro: una evolución cíclica granodecreciente-granocreciente, con un espesor menor para el hem ciclo inferior.

El límite inferior, como ya se ha dicho, es un límite de tipo 3 que viene dado por el salto granulométrico que supone la aparición de depósitos detríticos groseros sobre los niveles de carbonatos y margas de la unidad inferior (T₆). Estos niveles detríticos se han observado tanto en el perfil de Lugar como en el de Borja. El límite superior sería un límite de tipo 1 si se considera una evolución cíclica granodecreciente-granocreciente (p. ej., en Vulcafrailes, Pérez, 1989) y de tipo 3 si se considera la unidad formada por macrosecuencias granodecrecientes (p. ej., en Borja).

Dentro del sector estudiado se han descrito tres yacimientos de vertebrados en la unidad T₇. Son los yacimientos de Borja, El Buste y La Ciesma. El yacimiento de Borja (Pérez, 1989) se sitúa en el perfil de Borja (metro 29) y su asociación faunística fue atribuida al Aragoniense medio (biozona MN5 o E) o base del Aragoniense superior (biozona MN6 o G). Los otros dos yacimientos se localizan en la parte superior de la unidad: el yacimiento de El Buste (Azanza, 1986) fue asignado gracias a su asociación faunística al Aragoniense superior (biozona MN7-8 o G, reasignado como MN6 o G2 por Murelaga *et al.*, en prensa), mientras que la asociación del yacimiento de La Ciesma (Azanza, 1986 y Azanza *et al.*, 1988) es atribuible al límite Aragoniense-Vallesiense (biozona MN7 o G hasta MN9 o H). A lo largo de la realización de este trabajo se han estudiado dos nuevas localidades (Melero-20 y Melero-30) situadas estratigráficamente entre los yacimientos de Borja y El Buste. La asociación de fósiles de micromamíferos permite situar el yacimiento de Melero-20 en el Aragoniense medio (biozona E, MN5) y el de Melero-30 en el Aragoniense superior (entre las biozonas F y G1, MN6) (Murelaga *et al.*, en prensa).

-UTS T₈: la unidad T₈ se ha identificado en los perfiles realizados por encima de la cota de 680 m: La Ermita, Matamala, Bracicos, Vulcafrailes, Caragüelles Sur, Los Traches, Valdebelengue, El Moncín, El Calvario, Borja, La Zarzuela, Codazamarrera, Puntal del Peñasco y Boquerón Norte. La base de la unidad, salvo en los perfiles de Borja y Vulcafrailes, aparece cubierta por derrubios de ladera o deslizamientos, mientras que el techo no se conoce. Las potencias máximas medidas para esta unidad son 42,6 m en Borja, y 59,1 m en Vulcafrailes.

La evolución vertical general de estas columnas es granodecreciente; comienza con conglomerados, areniscas y lutitas situados en la base de la unidad, visibles en los extremos NE y SE de la Muela de Borja (perfiles de Vulcafrailes y Borja respectivamente). Estos materiales en seguida desaparecen para dejar paso a los carbonatos dominantes a lo largo del resto de la unidad. Sin embargo, en algunos perfiles se ha visto una evolución vertical más compleja debido a que nuevamente aparecen materiales detríticos intercalados entre los carbonatos. Esto se puede ver en los perfiles de Matamala, Los Traches y El Moncín; en estos casos, la tendencia general granodecreciente presenta saltos bruscos debido a la aparición de niveles conglomeráticos, que permiten diferenciar hasta tres macrosecuencias granodecrecientes.

El límite inferior de la unidad, en el sector septentrional del área de estudio, es un límite de tipo 1

CRONO-ESTRATIGRAFÍA		M.a.	Este trabajo	Pérez (1989)		
MIOCENO	Turoliense	5	T ₈	N ₄	T ₈	
	Vallesiense	10		N ₃	T ₇	
	Aragoniense	Sup.	15	T ₇	N ₂	T ₆
		Med.			N ₁	T ₅
		Inf.				

Figura 2.26: Cuadro cronoestratigráfico actualizado: las unidades N₂ y N₃ de Pérez (1989), en el sector de Borja-Tarazona, se incluyen en este trabajo dentro de la UTS T₇.

por el paso de granocreciente en T₇ a granodecreciente en T₈, que además está acompañado por un salto granulométrico que supone la aparición de conglomerados sobre las areniscas y lutitas del techo de la unidad infrayacente (perfil de Vulcafrailes). Sin embargo, en el sector meridional (perfil de Borja) correspondería a un límite de tipo 3. Pérez (1989) señala que la evolución del tránsito entre las unidades T₇ y T₈ está condicionado por la evolución de sistemas fluviales de procedencia septentrional, que alcanzan en el Aragoniese superior sectores de la cuenca cercanos al borde ibérico. Su evolución progradante-retrogradante sería la responsable en el margen norte de la Muela de Borja del cambio de signo de granocreciente a granodecreciente en el límite de las unidades. Esta irrupción de los sistemas de procedencia norte, sin embargo, no es apreciable en las áreas más próximas al margen sur de la cuenca, de comportamiento pasivo.

El límite superior de esta unidad no se conoce debido a que no existen depósitos terciarios de unidades más modernas sobre la T₈ en la Muela de Borja, ni en otros sectores de la Cuenca del Ebro.

No se ha reconocido ningún yacimiento paleontológico que permita datar la unidad T₈. Por ello, su edad se propone a partir de los yacimientos ubicados en la unidad infrayacente y por comparación entre la unidad T₈ de la serie terciaria de la Cuenca de Daroca-Calamocho (Villena *et al.*, 1987) y la unidad T₈ de la Cuenca del Ebro. Así, Pérez (1989) y Pardo *et al.* (2004) proponen una edad Vallesiense-¿Turoliense? para los depósitos que culminan la Muela de Borja, sin que debamos excluir una datación más moderna, dado el carácter erosivo de su límite inferior.

3- SEDIMENTOLOGÍA

3.1- Introducción

3.2- Descripción de facies

3.2.1- Conglomerados lenticulares con estratificación cruzada (Glc)

3.2.2- Conglomerados tabulares granocrecientes (Gtgc)

3.2.3- Conglomerados tabulares masivos (Gtm)

3.2.4- Areniscas lenticulares con estratificación cruzada (Alc)

3.2.5- Areniscas con cuerpos sigmoidales (As)

3.2.6- Areniscas tabulares (At)

3.2.7- Lutitas masivas (Lm)

3.2.8- Carbón (C)

3.2.9- Margas (Mm y MI)

3.2.10- Calizas masivas (Cmb y Cmn)

3.2.11- Calizas oncolíticas (Co)

3.2.12- Calizas bioclásticas (Cbg, Cbc y Cbt)

3.2.13- Calizas de tallos verticales (Ctv)

3.2.14- Estromatolitos (Ce)

3.2.15- Calizas intraclásticas (Ci)

3.3- Asociaciones de facies

3.4- Distribución espacial y temporal de facies

3.4.1- UTSs T₆ y T₇

3.4.2- UTS T₈

3.5- Modelos de sedimentación

3.5.1- Modelo sedimentario para las unidades inferiores (T₆ y T₇)

3.5.2- Modelo sedimentario para la unidad superior (T₈)

3-SEDIMENTOLOGÍA

3.1-INTRODUCCIÓN

El registro estratigráfico del área de Borja-Tarazona puede subdividirse en dos conjuntos por sus características litológicas y faciales. El inferior, con margas y calizas que alternan con lutitas, areniscas y escasos conglomerados, agrupa las dos primeras unidades tectosedimentarias, T₆ y T₇. El superior coincide con la unidad T₈ y presenta un claro dominio de los sedimentos carbonatados, fundamentalmente calizas con escasos niveles margosos. Los materiales terrígenos gruesos sólo aparecen localmente en la base de esta unidad en forma de conglomerados y areniscas.

Todos los trabajos consultados coinciden en señalar que los materiales de las UTSs T₆ y T₇ se depositaron en régimen continental caracterizado por el desarrollo de sistemas de abanicos aluviales relacionados lateralmente con áreas lacustres y fluviales de diversas características.

Los materiales detríticos de las unidades tectosedimentarias miocenas del margen ibérico de la Cuenca del Ebro han sido estudiados por Pérez (1989) y Pérez y Villena (1996), llegando a la conclusión de que existen dos tipos de sistemas aluviales: uno de corto y otro de largo desarrollo longitudinal que coexisten en el tiempo entre sí y con los sistemas lacustres. Los sistemas de corto desarrollo longitudinal se caracterizan por la presencia de elevadas pendientes, pequeña extensión de las facies groseras (menos de 4 km desde el área fuente) y paso directo de estas facies a depósitos lutíticos propios de partes distales. Por otro lado, los sistemas de largo desarrollo longitudinal presentan bajas pendientes, muestran una gran importancia de los procesos fluviales y un gran desarrollo longitudinal (entre 20 y 40 km).

En el sector centro-occidental del margen ibérico de la cuenca, estos mismos autores identifican a lo largo de las unidades T₅ y T₆ de Pérez (1989), (unidades T₆ y parte inferior de T₇ en este trabajo), la presencia de sistemas de largo desarrollo longitudinal con notable importancia de los sectores distales con procedencia sur y suroeste. En la parte superior de la unidad T₇ las facies aluviales se reconocen como pequeños aparatos de corto desarrollo longitudinal y procedencia sur, que se interdigitan con los sistemas lacustres. Para esta misma unidad, Pérez y Villena (1996) citan la existencia de aportes terrígenos de procedencia norte y noroeste que dan lugar a depósitos de arenas silíceas que se relacionan directamente con las facies lacustres dando lugar a lóbulos deltaicos. Y por último, en la unidad T₈, salvo los canales conglomeráticos, también de procedencia norte, que marcan la base de la unidad, las facies presentes responden mayoritariamente al desarrollo de sistemas lacustres.

Las facies lacustres son analizadas por Pérez *et al.* (1989) y Pérez *et al.* (1994) a lo largo de las cuatro unidades tectosedimentarias miocenas del centro de la Cuenca del Ebro y establecen cuatro tipos de sistemas lacustres, ya mencionados en el apartado 1.3.2 de antecedentes. Además, ponen de manifiesto una evolución en los sistemas lacustres a lo largo del Mioceno con predominio de los complejos de *playa-lake* con depósitos de yeso y halita en la unidad T₅ y de los sistemas lacustres carbonatados en las demás unidades, con mayor desarrollo de las condiciones palustres en la unidad T₆.

Para la formación de los carbonatos que culminan la Muela de Borja, unidad T₈, Pérez *et al.*

(1988b) y Pérez (1989) proponen un ambiente lacustre franco, ya que no encuentran pruebas de emersión. Dicho ambiente se caracterizaría por aguas muy someras con escasa agitación y alta luminosidad. Más adelante, este mismo grupo de trabajo considera que corresponderían a las áreas más internas de los sistemas lacustres carbonatados someros, con facies de oncolitos (Pérez *et al.*, 1989 y Pérez *et al.*, 1994). En nuestros trabajos previos (Vázquez-Urbez, 2001 y Vázquez *et al.*, 2001 y Vázquez-Urbez *et al.*, 2002) se presenta un estudio sedimentológico inicial de esta unidad superior y se propone su formación en un sistema lacustre somero bordeado en sus márgenes sur y oeste por canales oncolíticos y zonas palustres. Este sistema fluvio-lacustre se caracterizaría por ser hidrológicamente abierto y por presentar gran movilidad de sus diversos subambientes. Facies oncolíticas, macrofíticas y bioclásticas como las encontradas en el área de estudio han sido relacionadas con sistemas fluvio-lacustres en otros lugares de la Península Ibérica, como la Cuenca del Duero (Armenteros, 1986; Alonso-Gavilán *et al.*, 1987), la Cuenca de Madrid (Ordóñez y García del Cura, 1983), la Cuenca del Ebro (Anadón y Zamarreño, 1981; Zamarreño *et al.*, 1997; Arenas *et al.*, 2000) y las Lagunas de Ruidera (Andrews *et al.*, 2000; González-Martín *et al.*, 2004; Ordóñez *et al.*, 2005), entre otros.

Como se ha comentado en el apartado sobre metodología de trabajo, el estudio sedimentológico de los depósitos carbonatados y detríticos comienza con el reconocimiento y descripción de las diferentes facies presentes. La descripción consta de dos partes: por una lado, comprende las características vistas en campo (color, litología, textura, geometrías, estructuras sedimentarias físicas y contenido fosilífero, relaciones laterales y verticales,...) y muestra de mano, y por otro, las características microscópicas (microscopio óptico y electrónico). Las texturas para las facies carbonatadas siguen la clasificación de Dunham (1962) con las modificaciones de Embry y Klován (1971). Tras esta descripción se realiza la interpretación de las condiciones ambientales de sedimentación para cada facies.

Para designar las facies se ha asignado una sigla a cada una. Para las facies detríticas la primera letra, siempre en mayúsculas, indica la composición litológica de la facies (G, gravas y conglomerados; A, areniscas; L, lutitas); la segunda letra, en minúsculas, indica la geometría de los estratos y la tercera y cuarta, cuando se requieren, la característica textural o estructural más relevante de la facies.

Para las facies carbonatadas se ha creado también una nomenclatura propia, siguiendo el estilo utilizado para detríticos. En este caso, la primera letra, en mayúscula, sigue representando la litología (C, calizas; M, margas), la segunda letra, y cuando existe también la tercera, indican el rasgo textural dominante y los componentes texturales mayoritarios. En el caso de las calizas masivas, la tercera letra hace referencia a la característica estructural diferenciadora.

Las facies diferenciadas son:

•Facies Detríticas:

–Glc: Conglomerados lenticulares con estratificación cruzada

–Gt: Conglomerados tabulares

Gtgc: granocrecientes

Gtm: masivos

–Alc: Areniscas lenticulares con estratificación cruzada

–As: Areniscas con cuerpos sigmoidales

–At: Areniscas tabulares

–Lm: Lutitas masivas

•Facies Organógenas:

–C: Carbón

•Facies Carbonatadas:

–Mm y Ml: Margas masivas y laminadas respectivamente

–Cm: Calizas masivas

Cmb: Calizas masivas bioturbadas

Cmn: Calizas masivas nodulizadas

–Co: Calizas oncolíticas

–Cb: Calizas bioclásticas

Cbg: Calizas bioclásticas de gasterópodos

Cbc: Calizas bioclásticas de carofitas

Cbt: Calizas bioclásticas de tallos

–Ctv: Calizas de tallos verticales

–Ce: Estromatolitos (no concéntricos)

–Ci: Calizas intraclásticas

En la figura 3.1 aparecen resumidas las características principales de cada facies, así como su interpretación sedimentaria. Los símbolos de las estructuras sedimentarias usados en dicha tabla son los mismos que los de los perfiles estratigráficos (ver leyenda en la fig. 2.4). Las abreviaturas *m*, *w*, *p*, *g*, *f* y *r* significan: *mudstone*, *wackestone*, *packstone*, *grainstone*, *floatstone* y *rudstone* respectivamente.

Una vez descritas e interpretadas las facies, se han estudiado sus asociaciones en secuencias verticales simples, que representan la superposición de diferentes ambientes o subambientes relacionados lateralmente. Junto a la descripción de las secuencias se incluye el estudio sedimentológico detallado de varios afloramientos de particular interés.

A continuación se han hecho mapas de distribución de facies para diferentes momentos en el depósito de cada unidad, que son la base para la elaboración de los modelos de sedimentación propios de cada una de ellas.








FACIES	GEOMETRÍA	CARACTERÍSTICAS TEXTURALES	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	INTERPRETACIÓN
Conglomerados lenticulares con estratificación cruzada Glc	Cuerpos lenticulares (0,40 a 1,15 m) agrupados en paquetes tabulares (0,50 a 4 m)	Granostenidos Clastos calcáreos y silíceos, a veces con imbricación. Matriz arenosa a microconglomerática	Físicas:  Biológicas: Post-sedimentarias:	Cursos fluviales poco sinuosos, someros y en cuyo fondo se desarrollan barras de gravas de crestas onduladas
Conglomerados tabulares granocrecientes Gtgc	Estratos tabulares de 1 a 1,20 m	Granostenidos Clastos de micrita gris y beige Matriz lutítica	Físicas: Biológicas: Post-sedimentarias:	Mantos de gravas a partir de flujos acuosos de alta energía (prácticamente no confinados). Partes proximales de abanicos aluviales
Conglomerados tabulares masivos Gtm	Estratos tabulares de 0,40 a 1,50 m	Granostenidos Clastos de micrita gris, beige y negra	Físicas: Biológicas: Post-sedimentarias:	Momento de invasión del sistema por mantos de gravas. Partes proximales de abanicos aluviales
Areniscas lenticulares con estratificación cruzada Alc	Cuerpos lenticulares (0,10 a 1,15 m) agrupados en paquetes tabulares (1,40 a 4 m)	Grano medio-grosso Clastos dispersos o acumulados en la base	Físicas:  Biológicas: Post-sedimentarias:	Cursos fluviales poco sinuosos y someros que transportan arenas
Areniscas con cuerpos sigmoidales As	Paquetes tabulares (hasta 8 m) integrados por estratos sigmoidales y lenticulares (0,20 a 0,60 m)	Grano fino y fino-medio (clastos angulosos dispersos y restos de hojas)	Físicas:  Biológicas: Post-sedimentarias:	Lóbulos de arena depositados en la desembocadura de cursos fluviales en un cuerpo lacustre
Areniscas tabulares At	Estratos tabulares (0,10 a 0,60 m), localmente lenticulares y cunetiformes	Grano fino-medio Localmente microconglomerados. Generalmente masivas	Físicas: ( ,  y ) Biológicas: Post-sedimentarias: ∞	Flujos laminares inconfiados en sectores distales de abanicos aluviales. Desbordamientos en la llanura de inundación
Lutitas masivas Lm	Paquetes tabulares de 1,20 a 7,10 m	Lutitas rojas y marrones masivas (fragmentos de tallos con envueltas carbonatadas y restos carbonosos)	Físicas: () Biológicas: Post-sedimentarias:	Decantación en llanura de inundación (sectores inactivos de sistemas aluviales y fluviales o márgenes lacustres)
Carbon C	Estratos tabulares de 0,10 a 0,90 m. Asociados a Margas	Húmicos con cantidades variables de carbonato y arcillas	Físicas: Biológicas: Post-sedimentarias:	Áreas remansadas con etapas de anoxia en los fondos

Figura 3.1: Principales características de las facies detríticas y organógenas, así como una breve interpretación del ambiente sedimentario en el cual se generan. La leyenda de símbolos aparece en la figura 2.4.
























CARBONATADAS					
Margas Mm, MI	Estratos tabulares y lenticulares de 0,05 a 0,45 m	Masivas o laminadas con gasterópodos	Físicas:  Biológicas:  Post-sedimentarias: 	Decantación en zonas lacustres tranquilas	
Calizas masivas bioturbadas Cmb	Paquetes tabulares (hasta 3,45 m) integrados por estratos tabulares (0,06 a 1,15 m)	Mudstones y wackestones de fragmentos de gasterópodos, ostrácodos, otros bioclastos e intraclastos (fragmentos carbonosos)	Físicas: Biológicas:  Post-sedimentarias: 	Áreas palustres con importante desarrollo de vegetación, sometidas a oscilaciones del nivel freático y con periodos de exposición subaérea	
Calizas masivas nodulizadas Cmn	Estratos tabulares de 0,15 a 2,10 m, con bases planas a fuertemente onduladas	Floatstones y rudstones de oncolitos y coated grains (fragmentos de oncolitos, tallos, intraclastos y bioclastos)	Físicas: Biológicas:  Post-sedimentarias:   	Áreas palustres sometidas a oscilaciones del nivel freático que provocan sucesivos ciclos de humectación/secado del sedimento	
Calizas oncolíticas Co			Físicas:  Biológicas:  Post-sedimentarias:   	Áreas fluviales o lacustres someras sometidas a agitación, adonde llegarían fragmentos de tallos y otros granos, que servirían como núcleo de los oncolitos	
Calizas bioclásticas gasterópodos Cbg		Floatstone y wackestones de gasterópodos, masivos o laminados (ostrácodos, oogonios de carofitas y fragmentos de tallos)	Físicas:  Biológicas:  Post-sedimentarias:  	Ambientes fluvio-lacustres o lacustres someros, tranquilos, a veces sometidos a corrientes	
Calizas bioclásticas carolitas Cbc	Estratos tabulares de 0,05 a 1,50 m	Mudstones y wackestones de oogonios de carofitas Packstones y rudstones de tallos de carofitas	Físicas: Biológicas:  Post-sedimentarias:		
Calizas bioclásticas tallos Cbt		Floatstones y rudstones de tallos rotos y tumbados con envueltas carbonatadas (oncolitos y gasterópodos)	Físicas: Biológicas: Post-sedimentarias:	Ambiente fluvio-lacustre y lacustre somero, relativamente energético adyacente a zonas con vegetación hidrófila	
Calizas de tallos verticales Ctv	Forman parte de estratos tabulares de 0,10 a 1,90 m Relación lateral con Cbt	Boundstones de tallos	Físicas: Biológicas: Post-sedimentarias:	Zonas lacustres y/o fluviales con abundante vegetación hidrófila y con precipitación de carbonato en la parte sumergida de la planta	
Estromatolitos Ce	Forman parte de estratos tabulares de 0,10 a 1,90 m	Boundstones microbianos	Físicas: Biológicas:  orgánica Post-sedimentarias:	Áreas someras y tranquilas donde hay precipitación de calcita biounducida formando tapices e incluso biohermos	
Calizas intraclásticas Ci	Estratos tabulares de 0,15 a 1,60 m	Floatstones y rudstones de intraclastos, fragmentos de estromatolitos y de oncolitos	Físicas:  Biológicas:  Post-sedimentarias: 	Removilización de facies previas y resedimentación en otras áreas del sistema durante episodios de avenidas	

Figura 3.1 continuación: Principales características de las facies carbonatadas, así como una breve interpretación del ambiente sedimentario en el cual se generan. La leyenda de símbolos aparece en la figura 2.4.

3.2-DESCRIPCIÓN DE FACIES

3.2.1-Facies de Conglomerados lenticulares con estratificación cruzada (Glc)

Los afloramientos de esta facies se presentan como masas conglomeráticas de tonos marrones, ocre y anaranjados, que se han encontrado constituyendo la ruptura de la base de las UTSs T₇ (perfiles de Lugar y Borja) y T₈ (perfiles de Borja y Vulcafrailes) y aparecen a lo largo del primer tercio del perfil de Caragüelles Sur. Están formados por cuerpos lenticulares de 0,40 a 1,15 m de espesor (fig. 3.2A) que se agrupan constituyendo paquetes tabulares a la escala de afloramiento con bases canaliformes erosivas y techos planos. La potencia de estos paquetes varía de 0,50 hasta 4,00 m y su continuidad lateral es decamétrica.

Los niveles conglomeráticos pueden estar asociados en la vertical a areniscas de grano medio y grueso con estratificación cruzada, siendo las areniscas la litología dominante en algunos afloramientos. En estos casos, los conglomerados solamente aparecen rellenando la parte inferior de las geometrías canaliformes (tramo 5 del perfil de Borja). Lateralmente a los depósitos conglomeráticos es frecuente la presencia de lutitas masivas de color rojo.

Son granosostenidos y granodecrecientes. Los clastos son poligénicos y heterométricos. Mayoritariamente están compuestos por calizas, cuarzo, cuarcita y arenisca:

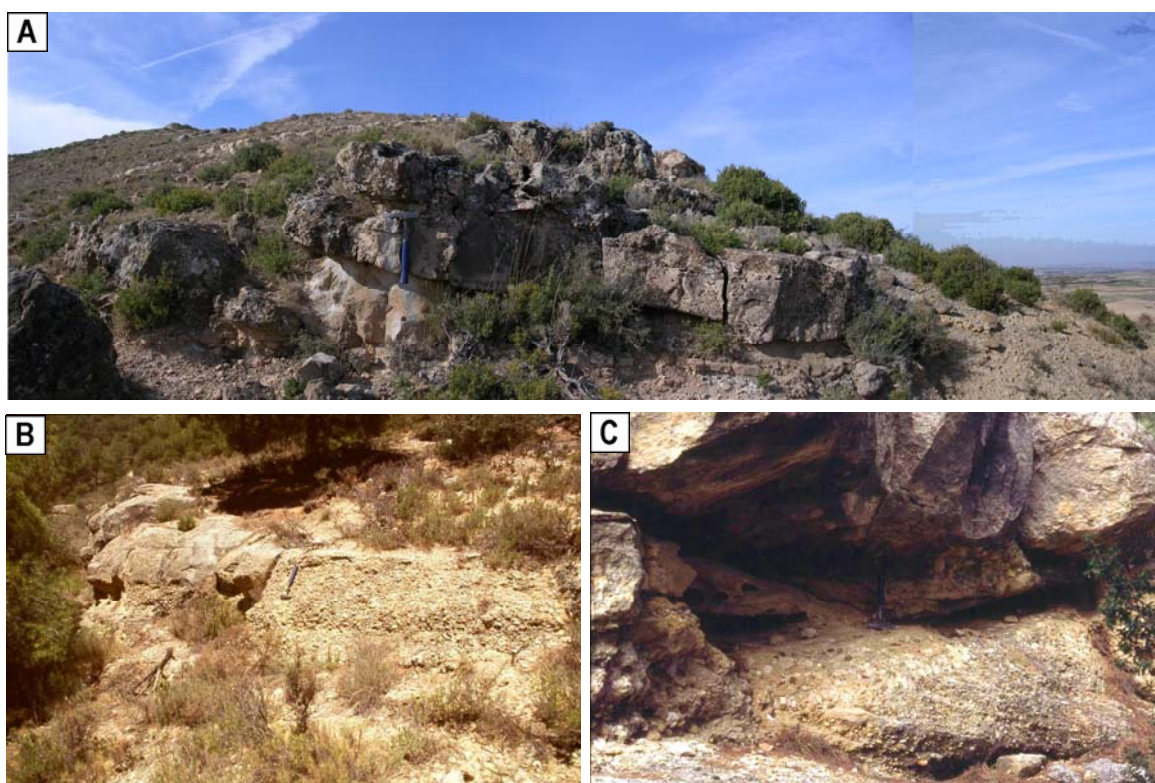


Figura 3.2: Aspectos de campo de la facies de Conglomerados lenticulares con estratificación cruzada. A: geometría canaliforme en la base de la unidad T₇ (perfil de Lugar); B y C: vista general y detalle de los depósitos de la base de T₈ (perfil de Vulcafrailes).

- Clastos de cuarzo y cuarcita (50-60 %) de color naranja, blanco y rosa. Aparecen bien redondeados y son subesféricos. Presentan un centilo de 7 cm.
- Clastos calcáreos (30-50 %) formados por calizas micríticas de color beige, calizas laminadas (fragmentos de estromatolitos), calizas oncolíticas, calizas margosas de color blanco y, más escasos, clastos de micrita negra, roja y gris. Son subredondeados a redondeados, varían de elipsoidales a esféricos, aunque los fragmentos de estromatolitos tienen cierta tendencia a ser planos. El centilo es variable de unos puntos a otros; el máximo medido es de 25 cm en el perfil de Caragüelles Sur.
- Clastos de areniscas (10-15 %) de colores variados: rojas (derivados de materiales del Permo-Trías, posiblemente de la Facies Buntsandstein), marrones (provenientes de formaciones paleozoicas) y de otros colores: grises, naranjas y ocre. El tamaño de grano de estas areniscas varía de fino a grueso. Los clastos son subredondeados y subesféricos, y presentan un centilo de 5-6 cm.

Los restantes componentes son minoritarios (2-3 %) y solamente aparecen en los depósitos localizados en la unidad T₈:

- Clastos de lutitas de color amarillo-naranja; varían desde subredondeados a redondeados y desde subesféricos a aplanados. Su centilo es de 1-2 cm.
- Clastos de sílex negro subredondeados y subesféricos. Centilo de 2 cm.
- Aunque de forma muy escasa, se encuentran fragmentos de tallos rebozados de carbonato. Su tamaño es centimétrico.

Otra característica propia de los niveles de la unidad T₈ es que algunos de los clastos citados presentan envueltas carbonatadas muy finas.

La matriz varía de arenosa a microconglomerática, con granos de todos los tipos descritos anteriormente, aunque dominando los carbonatados y los silíceos. En algunos puntos hay abundante cemento carbonatado.

Los conglomerados presentan estratificación cruzada en surco en *sets* de espesor decimétrico. La estructura viene dada por la alternancia de estratos de diferente granulometría que pueden llegar a ser de areniscas (fig. 3.2A y C). Más localmente, se ha distinguido estratificación cruzada de relleno de canal en *sets* de 1,15 m. En algunas zonas, se ha distinguido imbricación de clastos, aunque no muy marcada.

Interpretación:

Esta facies representa el relleno de canales fluviales por gravas; su variada composición indica que el área fuente se encuentra en relieves mesozoicos y paleozoicos y que a lo largo de su recorrido, se van incorporando clastos de formaciones más recientes, seguramente miocenas, a la carga que el curso fluvial transporta.

Se trata de cursos poco sinuosos y someros. La evolución vertical de los depósitos (granodecreciente) y la asociación vertical con arenas con estratificación cruzada señalan una clara

disminución de la energía a lo largo de la formación de los depósitos, mientras que la presencia de estratificación cruzada en surco indica que en el fondo del canal se desarrollan barras transversas con crestas onduladas. Estos depósitos conglomeráticos, ya se presenten solos o asociados a las arenas, representan la parte activa de un sistema fluvial, que tendría la capacidad de migrar lateralmente a lo largo de la llanura lutítica.

Se trata de una facies común, ampliamente comentada en la bibliografía de medios continentales, que se presenta en sistemas propiamente fluviales (Bridge, 1993; Miall, 1996; López-Gómez y Arche, 1997; Mack y Leeder, 1999; Sánchez *et al.*, 2005; entre otros), pero también formando parte de abanicos aluviales de largo desarrollo longitudinal donde los procesos de sedimentación son marcadamente fluviales (Pérez, 1989; DeCelles *et al.*, 1991; Pérez y Villena, 1996; López-Gómez y Arche, 1997; Newell *et al.*, 1999; Dávila, 2005; Huerta y Armenteros, 2005). En caso de formar parte de este tipo de abanicos aluviales, esta facies se localiza en el sector medio del abanico como lo sugiere la canalización de los depósitos, la organización interna y el redondeamiento de los clastos (Pérez y Villena, 1996; Dávila, 2005).

3.2.2-Facies de Conglomerados tabulares granocrecientes (Gtgc)

Estos conglomerados se presentan como masas de tonos rojizos y ocre. Únicamente se han encontrado en el margen norte de la muela, en torno al perfil de Matamala, unidad T₈, asociados verticalmente a lutitas rojas y naranjas e intercalados en una sucesión de Calizas oncolíticas, intraclásticas y bioclásticas de tallos. Se disponen en estratos tabulares que presentan tanto bases subhorizontales como suavemente canaliformes (fig. 3.3A y B), e incluso llegan a ser erosivas (al oeste del perfil de Matamala, fig.3.3C). Los techos son siempre subhorizontales. La potencia de estos estratos oscila entre 1-1,20 y 3 m, pudiendo estar subdivididos internamente en estratos también tabulares de aproximadamente 0,35 m de espesor. Su extensión lateral es decamétrica.

Son granosostenidos y monogénicos. Los clastos son de caliza gris y beige, fundamentalmente micrita masiva, y varían desde subangulosos a subredondeados. Alcanzan un tamaño máximo de 90 cm y una moda de 8-10 cm (fig. 3.3B y D). La matriz es lutítica de color rojo, y de forma más escasa, hay cemento carbonatado de color beige.

Carecen de estructuras sedimentarias internas. Muestran una evolución vertical granocreciente a partir de un paso gradual o neto desde lutitas con clastos dispersos hasta conglomerados con matriz lutítica (fig.3.3B).

Interpretación:

Representan el depósito de mantos de grava a partir de flujos acuosos de alta energía, generalmente no canalizados (*sheet floods*). El granocrecimiento que caracteriza a esta facies se formaría por un aumento de la intensidad del flujo que sedimenta su carga sobre llanuras aluviales previas. Pero también podrían intervenir fenómenos de presión dispersiva originada por la colisión entre clastos que, como señala Allen (1981), se producen cuando la lámina de clastos transportados por tracción es potente y de gran concentración. La composición uniforme y morfología subangulosa

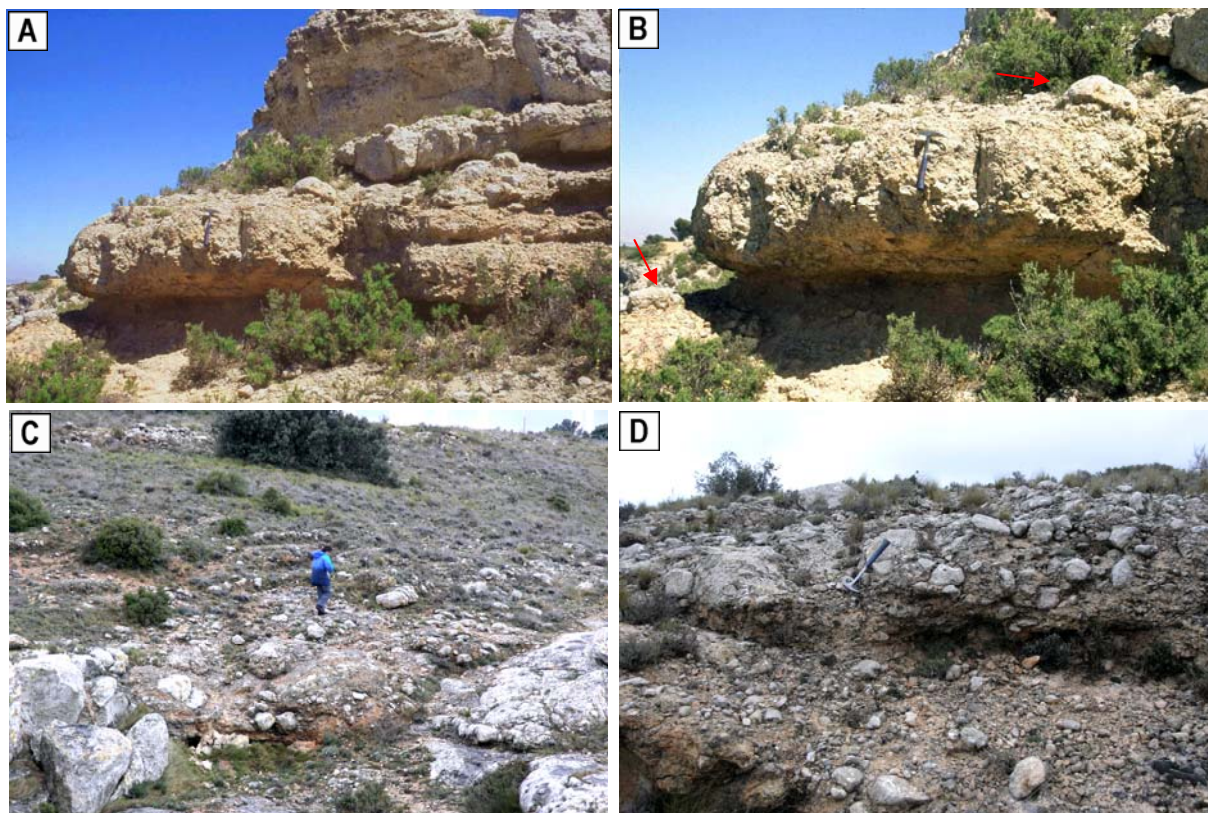


Figura 3.3: Aspectos de campo de la facies de Conglomerados tabulares granocrecientes presentes en el perfil de Matamala donde se aprecia la geometría de los depósitos (A) y un de su evolución granocreciente con clastos de hasta 40 cm a techo de los niveles (señalados con flechas) (B). Las fotos C y D muestran los depósitos presentes a unos 200 m al oeste del perfil de Matamala donde la base del depósito es erosivo (C) y existe una menor proporción de lutitas, así como clastos mayores, de hasta 90 cm (C y D).

de los clastos señala un transporte corto, a partir de un área fuente situada en formaciones miocenas.

Esta facies es propia de las partes proximales de abanicos aluviales; así lo describen numerosos autores (Allen, 1981; Pérez, 1989; Colombo, 1992; Muñoz, 1991; Pérez y Villena, 1996; López-Gómez y Arche, 1997; Blair, 1999a y b; Deynoux *et al.*, 2005). Se trataría de abanicos de corto desarrollo longitudinal según Pérez y Villena (1996) o similares a los abanicos aluviales de baja eficacia de transporte de Colombo (1992); en ambos casos, se caracterizan por sus pequeñas dimensiones, su alta pendiente y por el predominio de los procesos sedimentarios típicamente aluviales.

3.2.3-Facies de Conglomerados tabulares masivos (Gtm)

Estos conglomerados presentan colores diversos, que van desde grises hasta beige y marrones, con suaves tonalidades amarillas o naranjas. Solamente se han distinguido dentro de la unidad T₈, en los perfiles de Matamala, Los Traches, Valdebelengue y El Moncín, en relación a facies de Calizas oncolíticas, bioclásticas de gasterópodos y Margas. Forman estratos tabulares con la base irregular, marcadamente canaliforme en algunas ocasiones, y el techo plano o débilmente

irregular (fig. 3.4A y B). La potencia de estos estratos oscila desde 0,40 hasta 1,50 m, excepcionalmente hasta 3 m. Su extensión lateral es kilométrica.

Son siempre granosostenidos y monogénicos. Los clastos son de calizas de colores beige, gris y negro, por orden de abundancia. Los clastos beige están compuestos por calizas oncolíticas y fragmentos de estromatolitos. Los clastos grises y negros están formados por micrita masiva (fig. 3.4C). Son, todos ellos, heterométricos y varían desde angulosos a subredondeados. El tamaño máximo es variable, aunque nunca superior a 15 cm. Los clastos pueden aparecer cubiertos por finas envueltas carbonatadas (fig. 3.4D). Además, entre los clastos es posible encontrar oncolitos de varios centímetros de diámetro.

El cemento es predominantemente de carbonato beige o gris, localmente puede encontrarse matriz lutítica de color amarillo.

Carecen de estructuras sedimentarias internas. En determinadas ocasiones, muestran una evolución vertical granodecreciente, pero comúnmente no presentan evolución granulométrica definida.

Interpretación:

Al igual que la facies Gtgc, este tipo de depósitos se formó por erosión de depósitos carbonatados previos, presentes en áreas adyacentes o próximas. Asimismo, su geometría tabular y

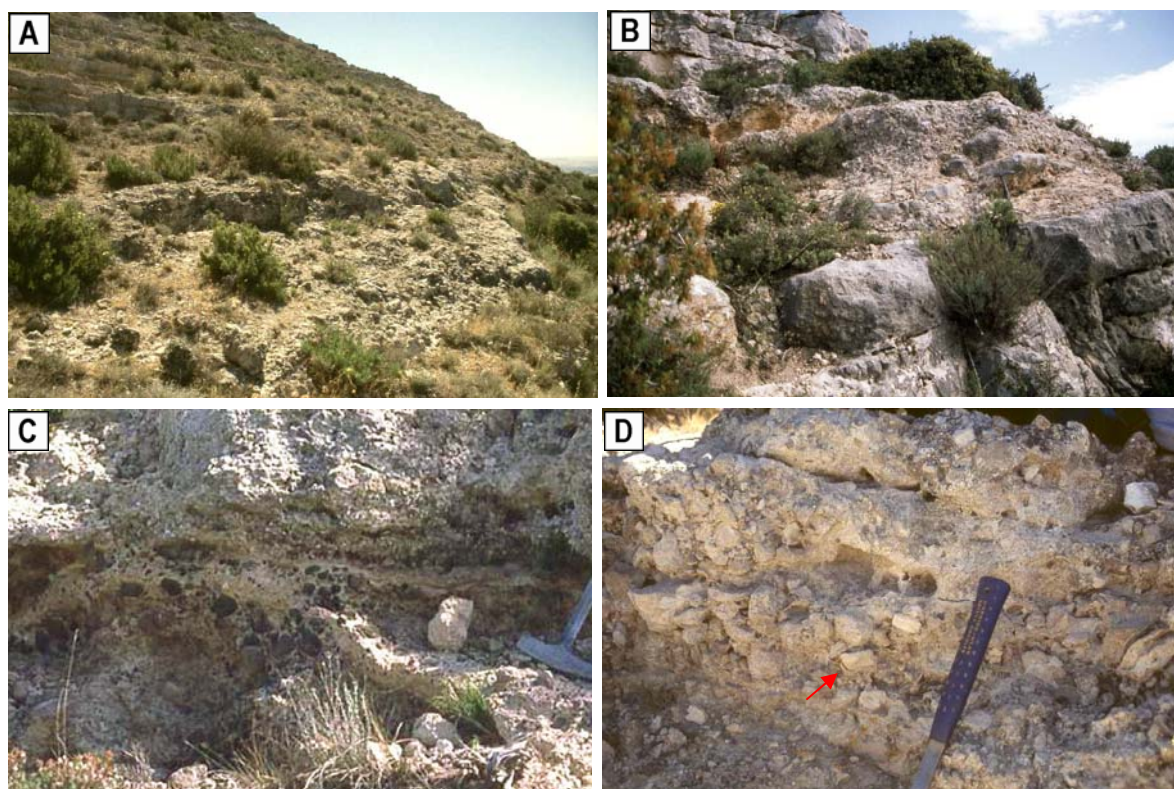


Figura 3.4: Aspectos de campo de la facies de Conglomerados tabulares masivos, en el perfil Los Traches. A y B: geometría canaliforme; C: acumulación de clastos negros; D: detalle de la facies Gtm donde algunos clastos aparecen cubiertos por una fina envuelta carbonatada (señalado con una flecha).

amplitud sugieren un origen a partir de flujos acuosos no canalizados (*sheet floods*) de alta energía, que depositan el sedimento en forma de mantos, dando lugar a depósitos masivos o, si el flujo pierde intensidad más progresivamente, a depósitos granodecrecientes. Mayoritariamente representan etapas o eventos de avenida (*flash floods*) en que el sistema sedimentario es invadido por mantos de gravas (Pérez y Villena, 1996; Dávila, 2005).

Esta facies es típica de los sectores proximales de abanicos aluviales de corto desarrollo longitudinal (Pérez 1989; Pérez y Villena, 1996; Muñoz, 1991) o de baja eficacia de transporte (Colombo, 1992), en los que dominan los procesos de sedimentación propiamente aluviales. Facies similares han sido ampliamente descritas en la bibliografía de medios continentales (Pérez, 1989; Pérez y Villena, 1996; DeCelles *et al.*, 1991; Colombo, 1992; Muñoz, 1991; Dávila, 2005; Deynoux *et al.*, 2005, entre otros).

3.2.4-Facies de Areniscas lenticulares con estratificación cruzada (Alc)

Los afloramientos de esta facies se presentan como masas de colores marrones, beige, ocre, blancos y naranjas. Se han reconocido formando la base de la unidad T₇ (perfiles de Lugar y Borja) y de la unidad T₈ (perfil de Vulcafrailles, fig. 3.5A, y Caragüelles Sur), asociados en la mayoría de los casos a la facies de Conglomerados lenticulares con estratificación cruzada. Se encuentran, asimismo, hacia la base de la unidad T₇ asociados a las facies de Areniscas tabulares y Lutitas masivas. Están integrados por cuerpos lenticulares (fig. 3.5A y B) e incluso sigmoidales, de 0,10 a 1,15 m de espesor y extensión lateral métrica a decamétrica que llegan a constituir paquetes

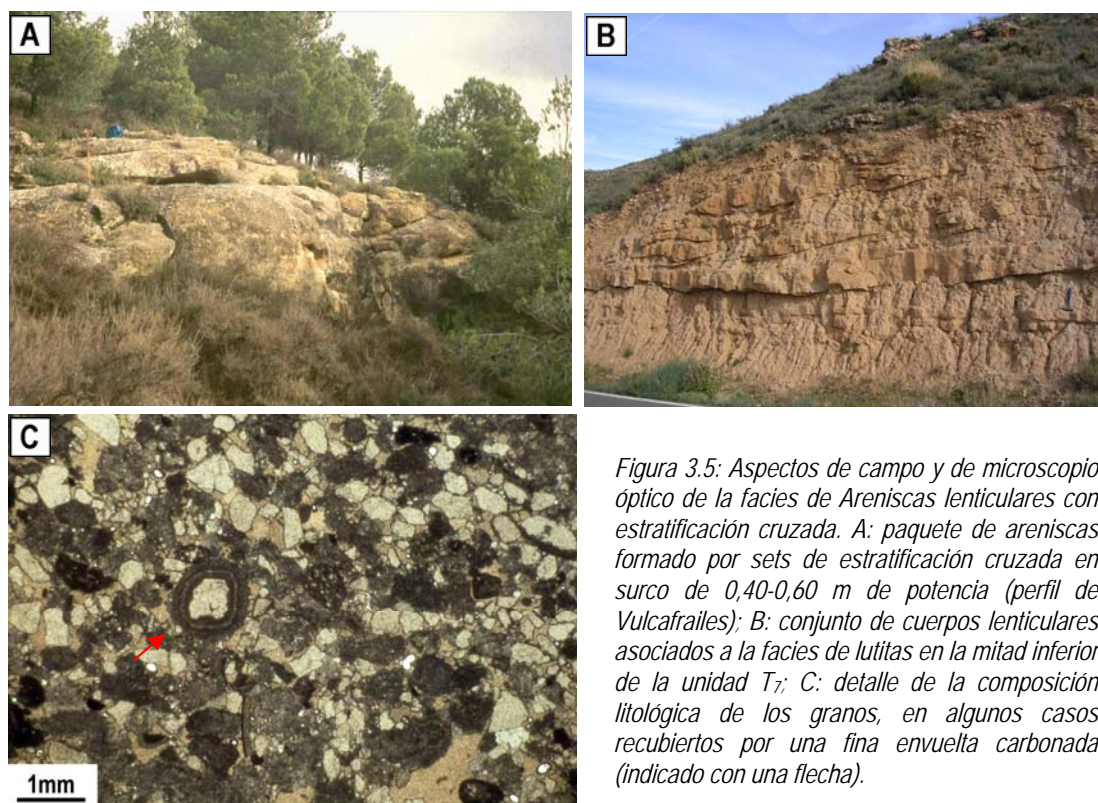


Figura 3.5: Aspectos de campo y de microscopio óptico de la facies de Areniscas lenticulares con estratificación cruzada. A: paquete de areniscas formado por sets de estratificación cruzada en surco de 0,40-0,60 m de potencia (perfil de Vulcafrailles); B: conjunto de cuerpos lenticulares asociados a la facies de lutitas en la mitad inferior de la unidad T₇; C: detalle de la composición litológica de los granos, en algunos casos recubiertos por una fina envuelta carbonada (indicado con una flecha).

tabulares a la escala de afloramiento, con potencias que varían de 1,40 hasta 4,00 m y extensión de varios cientos de metros. La base de estos niveles puede ser plana, ondulada o canaliforme, en este último caso en relación con la facies de Conglomerados lenticulares con estratificación cruzada. El techo suele ser plano con ciertas irregularidades.

En algunas zonas, sería más correcto hablar de calcarenitas, ya que el porcentaje de granos carbonatados es superior (65%) al porcentaje de los silíceos (35%) (fig. 3.5C).

Son de grano medio a grueso, llegando hasta muy grueso. Con frecuencia presentan clastos dispersos o acumulados en la base de los cuerpos lenticulares. Estos clastos alcanzan un diámetro máximo de 10 cm, están bien redondeados y próximos a esféricos.

Las areniscas muestran estratificación cruzada en surco en *sets* de 0,10 a 0,60 m de potencia; menos frecuente es la presencia de estratificación cruzada de relleno de canal en *sets* de 0,20 a 1,15 m. Se han reconocido esporádicamente niveles con estratificación cruzada planar de hasta 0,20 m de potencia, laminación cruzada de bajo ángulo y *ripples*.

Interpretación:

Facies similares han sido descritas por Miall (1978) con el nombre de facies St, que representarían la migración de megaripples dunados por el fondo de canales someros, el relleno de depresiones entre barras, o bien la migración de dunas arenosas por el techo de barras conglomeráticas, en momentos de decrecimiento de la energía del flujo.

La formación de estas facies se relaciona con cursos fluviales poco sinuosos y someros, que transportan carga arenosa (granos silíceos y carbonatados), y que se rellenan principalmente por acrecimiento vertical. La composición de los granos señala áreas fuente con rocas carbonatadas y silíceas.

La mayoría de los autores relacionan esta facies con sistemas fluviales arenosos entrelazados (Williams y Rust, 1969; Miall, 1996; López-Gómez y Arche, 1997; Meléndez y López-Gómez, 2003; Sánchez *et al.*, 2005) o bien con los sectores medios de abanicos aluviales de largo desarrollo longitudinal (Robles *et al.*, 1987; Pérez y Villena, 1996; Soria *et al.*, 1997).

3.2.5-Facies de Areniscas con cuerpos sigmoidales (As).

Esta facies se presenta formando paquetes tabulares de color crema, amarillo y naranja que alcanzan potencias de entre 6,00 y 8,00 m. Estos potentes paquetes están constituidos por cuerpos con geometría sigmoidal en sección longitudinal y lenticular o canaliforme en sección transversal, de entre 0,10 y 0,70 m de potencia, excepcionalmente pueden llegar a 1,60 m (fig. 3.6A). Estos cuerpos están separados por láminas centimétricas de lutitas grises (Lm) y arenas y limos beige y ocre (At) que forman niveles de hasta 0,10 y 0,20 m de espesor (fig. 3.6B y C).

Son de grano fino-medio a medio, en ocasiones presentan clastos angulosos dispersos de lutitas grises laminadas y acumulaciones de fósiles (impresiones de hojas, bivalvos, fig. 3.6D).

Muestran laminación paralela (fig. 3.6E) que se hace ligeramente ondulada hacia el techo de algunos estratos debido a la presencia de *ripples* simétricos a techo del mismo. Se distingue,

además, estratificación cruzada en surco en *sets* decimétricos y laminación cruzada.

Interpretación:

Facies similares han sido descritas formando parte de pequeños lóbulos deltaicos (Arenas *et al.*, 1989; Soria *et al.*, 1997; Bergamaschi *et al.*, 2005). Esta facies se interpreta como formada en zonas de desembocadura de canales fluviales que transportan arenas en cuerpos de agua permanentes.

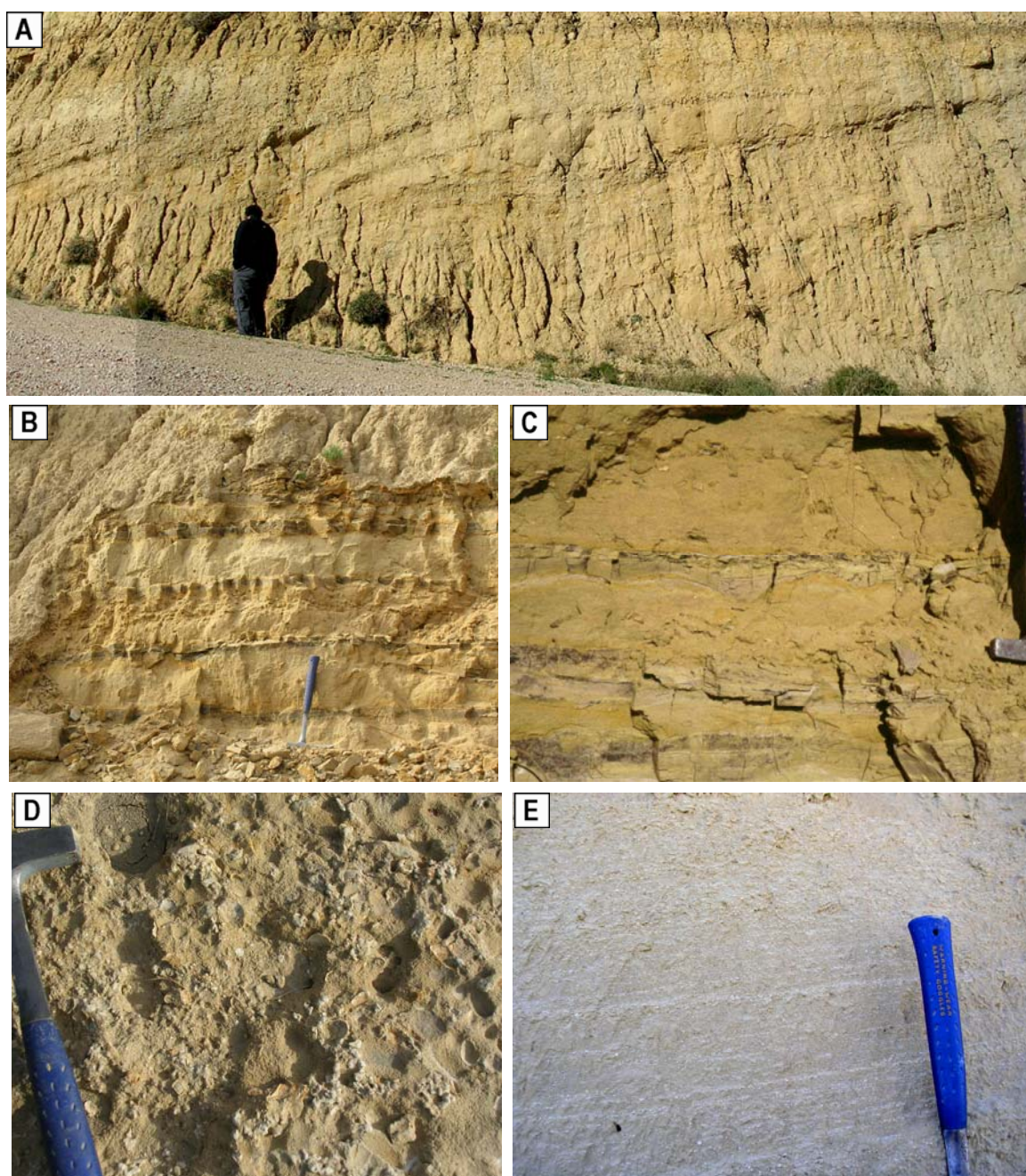


Figura 3.6: Aspectos de campo de la facies de Areniscas con cuerpos sigmoidales. A: geometrías sigmoidales; B y C: alternancia de la facies As con lutitas grises y marrones laminadas, en C se aprecian formas onduladas a techo de los cuerpos arenosos; D: areniscas con conchas de bivalvos; E: laminación paralela originada por la alternancia de tamaños de grano.

El curso fluvial al llegar a un cuerpo lacustre deposita su carga constituyendo lóbulos de arena que en sección longitudinal presentan formas sigmoidales. Los sucesivos episodios de descarga de material arenoso provocan la progradación del pequeño delta hacia el interior del cuerpo lacustre y, por otra parte, la disposición lateral de los distintos lóbulos constituye una geometría en planta similar a un abanico. El techo de los sucesivos cuerpos puede ser retrabajado por la dinámica lacustre formándose pequeños ripples de oscilación.

En los momentos de baja o nula descarga fluvial se produciría la decantación del material fino sobre los lóbulos arenosos, formándose así las intercalaciones centimétricas de lutitas laminadas. Durante el siguiente episodio de descarga, los niveles lutíticos podrían ser erosionados y resedimentados como clastos blandos dentro del nuevo cuerpo arenoso.

3.2.6-Facies de Areniscas tabulares (At)

Las areniscas muestran colores marrones, ocre, beige, naranjas y amarillos, e incluso, coloraciones locales grises o blancas. Forman estratos tabulares con bases y techos planos o bien ondulados (fig. 3.7A y B). Su potencia oscila entre 0,10 y 0,60 m, llegando esporádicamente hasta 1,40 m de espesor. En algunos niveles la base es netamente erosiva, con pequeñas canalizaciones de escaso relieve, y pueden presentar débil buzamiento sedimentario con superficies internas oblicuas de muy bajo ángulo (fig. 3.7C)

El tamaño de grano varía de fino a medio, pero localmente es grueso e incluso pueden incluir microconglomerados. Son de grano silíceo, con proporciones variables de granos carbonatados.

En general son niveles únicos, aunque en algunas ocasiones la superposición de varios estratos forma paquetes tabulares de hasta 4,80 m de potencia máxima. En estos casos, normalmente la evolución vertical está mal definida y cuando es reconocible forman secuencias estratocrecientes de 0,70 a 1,60 m de potencia.

En general carece de estructuras sedimentarias internas, sin embargo, en ocasiones se ha distinguido laminación paralela (fig. 3.7B), *ripples* simétricos y estratificación cruzada tanto en surco como planar. Localmente muestran nodulización y bioturbación.

Esta facies se presenta formando alternancias con la facies de Lutitas masivas o bien como intercalaciones dentro de la facies de Lutitas masivas (fig. 3.7A). También puede encontrarse asociada esporádicamente, además, a Areniscas lenticulares, facies Alc (fig. 3.7C)

Interpretación:

Las características geométricas, texturales y estructurales sugieren que estos depósitos se generaron por acrecimiento vertical a partir de flujos no confinados (Pérez y Villena, 1996; Soria *et al.*, 1997; Dávila, 2005) posiblemente de carácter efímero. La presencia de procesos de bioturbación y/o nodulización indica exposición subaérea prolongada.

Las areniscas con laminación paralela aparecen asociadas preferentemente a la facies de Lutitas masivas que se trata a continuación. Volumétricamente, las lutitas pueden llegar a ser más

importantes que las areniscas. Este hecho, junto con los procesos descritos anteriormente, sugieren que esta facies se desarrolló mayoritariamente en sectores distales de abanicos aluviales, donde dominarían los procesos de decantación que generarían los depósitos lutíticos y donde la llegada de flujos laminares no confinados daría lugar al depósito de los niveles arenosos.

Un caso particular sería el de los niveles arenosos erosivos con ligeras inclinaciones sedimentarias, asociados a pequeños cuerpos de areniscas lenticulares. Se interpretan como depósitos producidos por el desbordamiento de un canal sobre la llanura de inundación adyacente, y el relleno de la amplia incisión inicial en sucesivos episodios de inundación (Bristow *et al.*, 1999; Meléndez y López-Gómez, 2003; Guidi *et al.*, 2005).

3.2.7-Facies de Lutitas masivas (Lm)

Las lutitas son de color rojo, marrón y naranja, pero también, aunque en menor medida beiges y grises. Aparecen formando paquetes tabulares de 1,20 a 7,10 m de potencia. Se asocian a facies de areniscas (Alc, As y At) y de conglomerados (Gtgc y Glc), así como a facies carbonatadas (Cmb, Cmn y Mm). También pueden formar lentejones de 0,30 m de espesor máximo, incluidos dentro de los detríticos gruesos, o bien, constituir interestratos de varios centímetros de espesor dentro de las facies de areniscas (Alc, As y At) (figs. 3.5B, 3.6B y 3.7C).

Contienen escasos fragmentos de tallos, gasterópodos y bioclastos, así como restos carbonosos.

Mayoritariamente carecen de estructuras sedimentarias internas; sin embargo, de forma

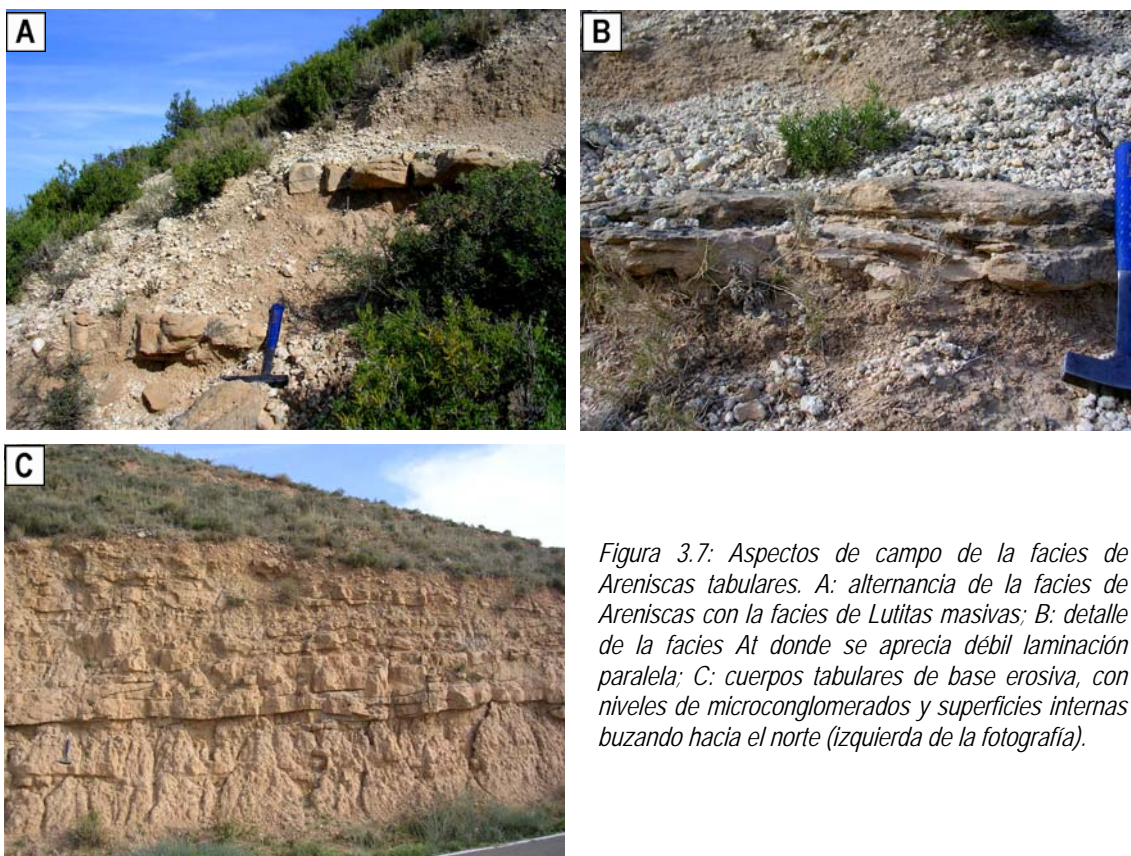


Figura 3.7: Aspectos de campo de la facies de Areniscas tabulares. A: alternancia de la facies de Areniscas con la facies de Lutitas masivas; B: detalle de la facies At donde se aprecia débil laminación paralela; C: cuerpos tabulares de base erosiva, con niveles de microconglomerados y superficies internas buzando hacia el norte (izquierda de la fotografía).

local aparecen laminadas (fig. 3.6B y C). Pueden presentar niveles carbonosos de color marrón oscuro o negro y potencia centimétrica. Excepcionalmente, se han reconocido finas intercalaciones de láminas irregulares de yeso blanco de 1-2 cm de potencia.

Interpretación:

Esta facies representa los sectores inactivos de sistemas aluviales y fluviales, y se originó por decantación en llanuras que quedarían inundadas en momentos de avenidas y donde dominarían los procesos de oxidación. En algunos casos, durante las avenidas, pueden llegar a estas áreas clastos milimétricos. En las zonas activas adyacentes se localizan flujos acuosos laminares que depositan la carga en forma de mantos de gravas y canales conglomeráticos y arenosos.

Aunque escasos, se han distinguido niveles con colores grises, e incluso verdosos que indicarían que los procesos de sedimentación se producen bajo lámina de agua impidiéndose de esta forma la oxidación. Estas condiciones reductoras se desarrollarían en zonas próximas a un cuerpo de agua permanente, es decir, en el margen lacustre que esporádicamente podría quedar cubierto por una lámina de agua.

La presencia excepcional de yeso se interpreta como el resultado de procesos diagenéticos tempranos desarrollados en una llanura lutítica evaporítica próxima a zonas lacustres someras sometidas a procesos de retracción (Cabrera, 1983). En esta situación, los procesos de bombeo evaporítico provocan la concentración de las aguas intersticiales por evaporación y la precipitación de sulfatos, lo que indicaría una etapa de evaporación intensa relacionada con la exposición subaérea del sedimento.

3.2.8-Facies de Carbón (C).

Los niveles de carbón presentan colores grises, marrones oscuros y negros. Es una facies minoritaria, reconocida solamente en las UTSs T₆ y T₇. Se disponen en estratos tabulares de 0,10 a 0,30 m de potencia, pero ocasionalmente se han reconocido niveles más potentes de hasta 0,90 a 1,20 m con geometrías lenticulares laxas, como se aprecia en la figura 3.8A. Esta facies se asocia exclusivamente a la de Margas masivas (fig. 3.8A).

Se trata en la mayoría de los casos de carbones de tipo húmico que incluyen cantidades variables de carbonato y minerales de la arcilla. Es frecuente la presencia de gasterópodos enteros y fragmentados en los niveles de carbón, junto con abundantes restos vegetales. En algunos casos, más que un nivel carbonoso propiamente dicho, lo que se encuentra en una importante acumulación de fragmentos vegetales carbonosos dentro de los paquetes margosos, dándole así a las margas un color más oscuro.

Carecen de estructuras sedimentarias internas.

Interpretación:

Esta facies indica la existencia de áreas encharcadas, con un cuerpo de agua somero con etapas de anoxia en los fondos. El desarrollo de cierta vegetación en estas zonas y la acumulación de sus restos (hojas y tallos de plantas superiores) permitiría la formación de carbones de tipo húmico

(McCabe, 1984; Diessel, 1992).

3.2.9-Facies de Margas (Mm y MI)

Las margas presentan colores variados, dominando los tonos blancos, beige y grises sobre los demás (marrón, negro, verde y rosa), con coloraciones locales amarillas y rojizas. Esta facies es volumétricamente importante en las unidades T₆ y T₇, mientras que en la unidad T₈ es minoritaria. Se dispone en paquetes tabulares y, excepcionalmente, presenta geometrías lenticulares. Bases y techos pueden variar desde subhorizontales hasta presentar fuertes irregularidades. Su potencia oscila desde 0,05 hasta 3,40 m, aunque se han medido potencias que llegan a 7,80 m. Se asocian mayoritariamente a facies de Calizas masivas bioturbadas y nodulizadas (Cmb y Cmn), Lutitas masivas (Lm) y Calizas bioclásticas de gasterópodos (Cbg).

La composición mineralógica de esta facies es compleja y está formada por cuarzo, minerales de la arcilla, calcita y, localmente, dolomita. Las proporciones de cada mineral son variables; así, el cuarzo (\pm feldespatos) oscila entre 14 y 53 %, los minerales de la arcilla entre 0 y 28 %, la calcita entre 0 y 85 % y la dolomita (solamente reconocida en dos muestras) puede alcanzar hasta el 37 %. Sin embargo, ciertas muestras que en campo son identificadas como margas por su aspecto deleznable, presentan contenidos muy altos de calcita pudiendo en ocasiones llegar al 100 % de la muestra. En el caso de estas muestras conflictivas se ha decidido mantener su denominación de campo, priorizándola sobre su composición mineralógica.

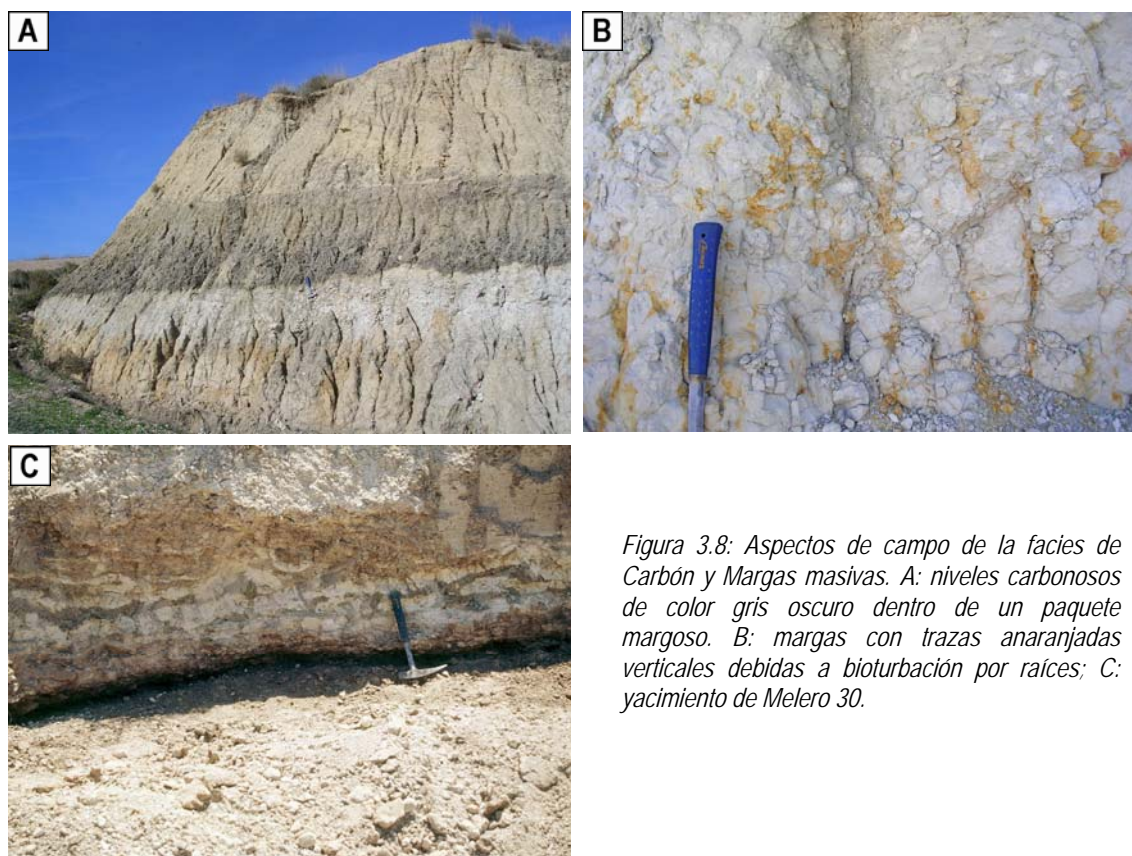


Figura 3.8: Aspectos de campo de la facies de Carbón y Margas masivas. A: niveles carbonosos de color gris oscuro dentro de un paquete margoso. B: margas con trazas anaranjadas verticales debidas a bioturbación por raíces; C: yacimiento de Mejero 30.

Contiene gasterópodos turbinados, trocoidales y discoidales, normalmente enteros; junto a ellos se hallan restos de fragmentos carbonosos de hasta 0,5 cm de longitud máxima, oncolitos de 3-4 cm de diámetro y fragmentos de tallos con diámetros de orden milimétrico. De forma más ocasional se encuentran intraclastos milimétricos y nódulos de carbonato beige y gris masivo de hasta 2 cm de diámetro.

Pueden carecer de estructuras sedimentarias internas o bien presentar débil laminación paralela y ondulada. Se han reconocido trazas de bioturbación vertical debida a raíces y nodulización, que se hace más abundante hacia techo de los niveles (fig. 3.8B y C). Localmente los nódulos pueden agruparse en horizontes discontinuos de 0,10 a 0,15 m de potencia (fig. 3.8C). En algunas situaciones se han observado enrojecimientos debidos a óxidos de hierro.

En algunos de estos niveles margosos se localizan los yacimientos de vertebrados citados en el capítulo de estratigrafía. En la figura 3.8C aparece el yacimiento Melero 30.

Interpretación:

Esta facies es similar a la facies de lutitas carbonatadas (Lc) descrita por Pérez (1989) y que las interpreta como sedimentadas bajo una lámina de agua relativamente estable.

La facies de Margas representa la sedimentación, fundamentalmente por decantación, en áreas lacustres tranquilas, ya sean zonas internas o marginales (Arenas, 1993; Arenas y Pardo, 1999). Las margas laminadas representarían la sedimentación en áreas más tranquilas y seguramente más internas del lago, sin la acción de organismos excavadores. Las margas masivas podrían corresponder tanto a zonas lacustres internas o marginales como a orlas o pequeños encharcamientos próximos al área lacustre, en donde la acción excavadora de organismos destruiría la posible laminación.

En el caso de las margas oscuras, casi negras, que contienen fragmentos carbonosos y también fragmentos de conchas de gasterópodos, existiría un ambiente reductor.

La generación de los nódulos carbonatados dentro de los paquetes margosos se produce como resultado de la infiltración de agua cargada en carbonato que precipita como micrita en el interior del suelo. Posteriormente los nódulos se van endureciendo con la evolución edáfica (Freytet, 1984; Alonso-Zarza, 2003).

3.2.9-Facies de Calizas masivas (Cm)

Esta facies incluye calizas y calizas margosas. Se presenta formando niveles tabulares de colores blanco, beige y gris, más localmente, ocre, amarillo, rosa o rojizo. Es una facies volumétricamente importante dentro de las unidades T₆ a T₇; sin embargo, en la unidad T₈ su presencia es escasa. Constituyen paquetes tabulares de hasta 3,45 m de potencia que incluyen estratos mayoritariamente tabulares, aunque también lenticulares y sigmoidales con potencias que oscilan entre 0,06 y 1,15 m. Excepcionalmente se han reconocido niveles lenticulares y sigmoidales que alcanzan potencias mayores (2,40 y 3,15 m) (fig. 3.9A y B). Las bases y techos de los estratos suelen ser irregulares, aunque también pueden presentar ciertas ondulaciones (amplitud aproximada de 0,50-1,00 m, fig. 3.9C y D) o bien ser planas. La evolución vertical de los conjuntos de estratos no aparece

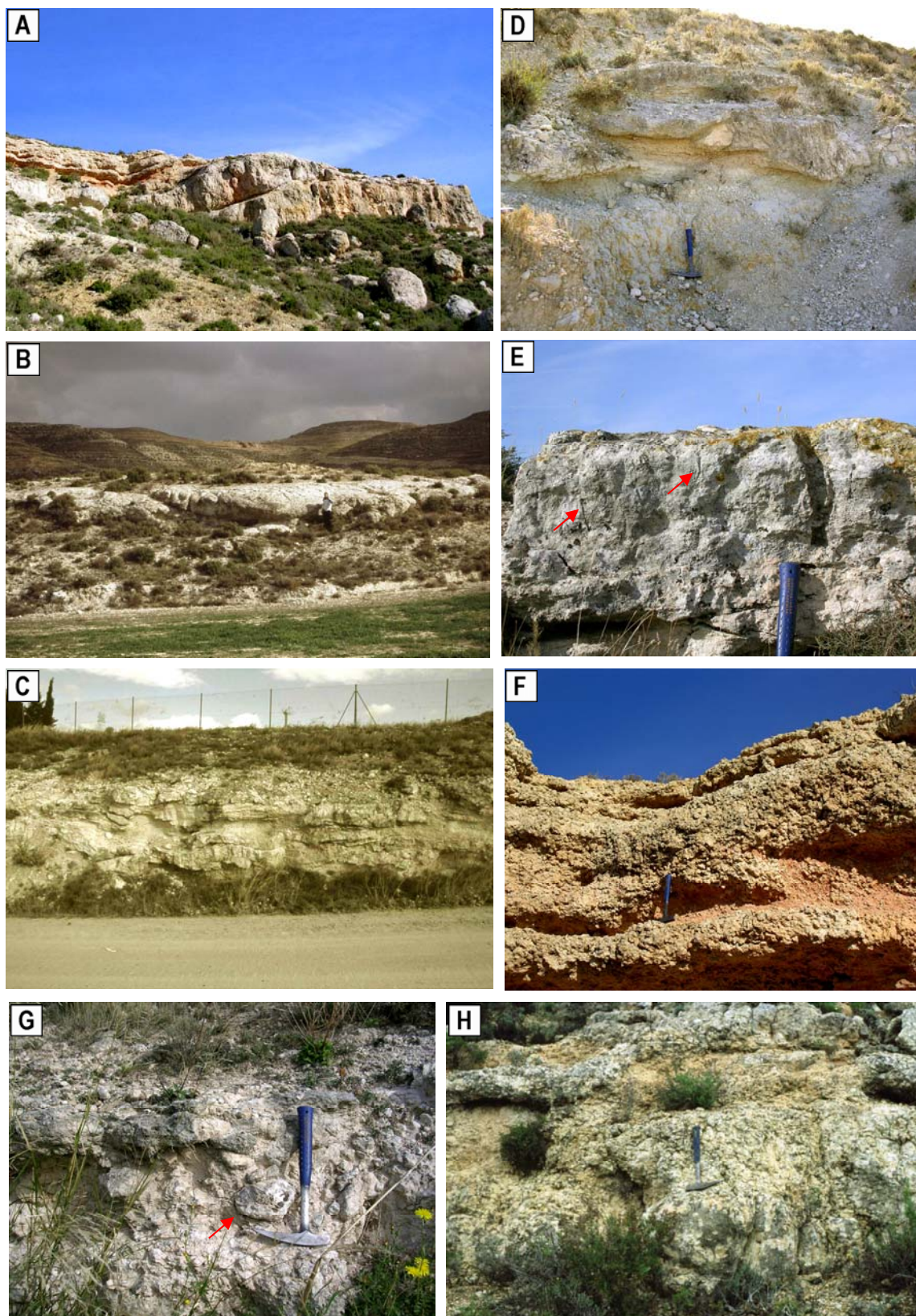


Figura 3.9: Aspectos de campo de la facies de Calizas masivas bioturbadas y nodulizadas. A: geometrías sigmoidales (Montículos de Maleján). B: geometrías lenticulares en la base del perfil de Lugar; C: estratos tabulares con fuertes ondulaciones; D y E: calizas masivas bioturbadas, en E se indican algunas de las trazas de la bioturbación; F: nodulización; G: calizas nodulizadas que incluyen nódulos de sílex; H: calizas nodulizadas con rasgos de marmorización.

bien definida, localmente se han reconocido evoluciones estratocrecientes y estratodecrescentes.

La composición mineralógica de la facies de Calizas masivas esta formada en un 97% por calcita y un 3 % de cuarzo (valores medios); sin embargo, el porcentaje de cuarzo \pm feldespatos puede alcanzar el 14 %.

Textualmente son *mudstones* y *mudstone-wackestones*, localmente *wackestones*, con escasos fragmentos de gasterópodos, ostrácodos y bioclastos no identificados, así como intraclastos de pocos milímetros de longitud máxima. Excepcionalmente se han distinguido restos carbonosos.

Carece de estructuras sedimentarias primarias y su aspecto exterior es masivo. Sin embargo, muestra gran abundancia de rasgos pedogenéticos. Entre ellos los más importantes son la bioturbación y la nodulización. Según domine uno u otro, se han diferenciado dos subfacies: Calizas masivas bioturbadas y Calizas masivas nodulizadas.

- CALIZAS MASIVAS BIOTURBADAS (Cmb)

La característica más destacable de esta subfacies es el amplio desarrollo de bioturbación vertical generada por raíces. La bioturbación se aprecia por la presencia de formas o trazas alargadas e irregulares que se disponen perpendiculares y subperpendiculares a la estratificación y que se concentran hacia el techo de los estratos. Estas trazas muestran colores ligeramente distintos, rojizos o amarillentos, a los de la caliza encajante. Presentan longitudes medias de 10-12 cm, aunque localmente alcanzan 30 cm de longitud máxima (fig. 3.9 E).

Menos abundante es la presencia hacia el techo de los estratos de perforaciones con formas cónicas y dispuestas subperpendiculares a la estratificación. Estas cavidades suelen aparecer vacías y sus dimensiones oscilan ente 3-4 cm de longitud y 1-1,5 cm de diámetro máximo.

En mayor o menor medida, pueden presentar nodulización.

- CALIZAS MASIVAS NODULIZADAS (Cmn)

Esta subfacies se caracteriza por la presencia destacada de nodulización (fig. 3.9F y G). Este rasgo se aprecia como la fragmentación de la roca en una serie de nódulos subsféricos y ovalados de varios centímetros de diámetro que, en casos extremos, pueden llegar a estar individualizados unos de otros. En la mayoría de los casos, este rasgo es más intenso en el techo de los estratos, si bien puede llegar a afectar a la totalidad del estrato. Acompañando a la nodulización, aparecen casos de bioturbación vertical por raíces, brechificación y también silicificación.

La brechificación consiste en la fisuración de la roca según planos rectos, de tal forma que los fragmentos formados son angulosos. Se distingue preferentemente en el techo de los estratos, en muchos casos asociados a cavidades previas.

La silicificación solamente se ha reconocido en el perfil de Lugar Sur y en lo alto de Plana Melero. En estos lugares se ha observado el reemplazamiento de la micrita por sílex de color marrón rojizo y anaranjado. El sílex aparece constituyendo nódulos aislados centimétricos (fig. 3.9G) o bien masas irregulares que ocupan gran parte del nivel.

Muy excepcionalmente se han distinguido niveles con coloraciones rosadas, naranjas y

amarillas que se han atribuido a procesos de marmorización (fig. 3.9H).

Características Microscópicas:

La facies de Calizas masivas muestra una textura en microscopio óptico que varía de *mudstone* a *packstone*, siendo los términos más comunes *mudstone* y *mudstone-wackestone*. Los constituyentes más abundantes son intraclastos angulosos de 0,5 a 1 mm de diámetro máximo, junto con escasos gasterópodos, ostrácodos y bioclastos no identificados. También se han reconocido agregados micríticos peloidales esféricos y ovalados de tamaño muy fino (desde 20-30 hasta 100-150 μm de diámetro visible) dispersos entre el carbonato (fig. 3.10A). Además, se ha reconocido cuarzo detrítico (1-3 %) en prácticamente todas las muestras observadas, llegando a concentraciones locales de clastos de cuarzo de 10-20 % (fig. 3.10B). El fango micrítico, puede estar recristalizado parcialmente a microesparita, e incluso, a esparita.

Los gasterópodos y ostrácodos, normalmente enteros, se reconocen gracias a la porosidad móldica, que internamente está rellena de micrita igual que la englobante. Ocasionalmente, se han observado filamentos micríticos oscuros de 200 a 600 μm de longitud dispersos entre el carbonato.

Como ya se ha señalado anteriormente, una característica de esta facies es la presencia de bioturbación que se reconoce en lámina delgada como cavidades vacías o rellenas de micrita (fig. 3.10C) y de cementos tanto esparíticos como ferruginosos. Paralelamente a estas cavidades, la muestra puede presentar unas bandas más oscuras que el resto, e incluso, con coloraciones rojizas.

La nodulización es una característica que se reconoce mejor como un aspecto macroscópico de la roca. En lámina delgada se aprecia por la presencia de masas de micrita subsféricas y ovaladas con contorno subredondeado y separadas de las contiguas por la presencia de microesparita.

Se han diferenciado otros rasgos pedogenéticos en las muestras perteneciente a la facies de Calizas masivas, aunque todos ellos son más locales. Se describen a continuación:

La brechificación, a diferencia de la nodulización, se reconoce mejor en microscopio óptico que en campo. Se caracteriza por la fracturación de la roca según planos rectos, de forma que los clastos generados presentan una elevada angulosidad. Es frecuente que la fracturación se desarrolle aprovechando grietas previas y por tanto se produzca un ensanchamiento de las mismas. En estos casos los clastos se acumulan en el fondo de esas cavidades. Sin embargo, en algunos casos, la acumulación de los clastos está camuflada por procesos posteriores de recristalización parcial a microesparita, tanto de los fragmentos micríticos como de la matriz que los engloba. Como resultado final aparecen clastos dispersos dentro de la matriz y que presentan límites difusos con ella (fig. 3.10D).

Los procesos de bioturbación, nodulización y brechificación, este último menos desarrollado, producen la fisuración y disgregación de la roca en una serie de fragmentos más o menos angulosos según sea el fenómeno prioritario. Las grietas y cavidades entre fragmentos normalmente están rellenas por matriz micrítica o microesparítica y, más localmente, por cementos esparíticos y ferruginosos.

Excepcionalmente se han observado procesos incipientes de microcarstificación. Las

paredes de grietas y cavidades presentan pátinas con coloraciones pardas y rojizas.

En varias láminas delgadas se han visto cristales lenticulares y rómbicos de calcita que se interpretan como pseudomorfos de yeso (fig. 3.10E). Estos cristales presentan tamaños que varían de 60 a 120 μm de longitud. Algunos presentan el núcleo constituido por micrita y, en muchos casos, muestran acumulación de materia orgánica junto a los bordes de los cristales.

En microscopio óptico la silicificación se presenta como un proceso de reemplazamiento de la micrita y microesparita originales por cuarzo microcristalino y calcedonia. La silicificación muestra formas redondeadas irregulares con tamaños variables desde 1-2 mm a 10-12 mm (fig. 3.10F). En algunos de estos nódulos el reemplazamiento ha sido completo, sin embargo en otras zonas se pueden distinguir restos de carbonato entre las distintas fases de la sílice. Se ha observado que el reemplazamiento ha sido más favorable en las zonas donde el carbonato presentaba cristales de tamaño mayor, próximo a microesparita.

Por último, se han observado acumulaciones irregulares pardas y marrones que se interpretan como concentración de materia orgánica. En algunos casos, los procesos de recristalización de micrita a microesparita han provocado la acumulación de la materia orgánica junto a los bordes de los nuevos cristales.

En microscopio electrónico (fig. 3.10G, H e I) se aprecia que las muestras están formadas por cristales de micrita y microesparita, aunque también se observan cristales de tamaño esparita. Hay que destacar la presencia de formas filamentosas dispersas entre el carbonato; en unos casos se trata de tubos carbonatados donde la parte orgánica ha desaparecido (fig. 3.10G y H), mientras que en otros casos se trata de los propios filamentos calcitizados (fig. 3.10I). Los primeros presentan longitudes de hasta 90 μm y diámetros de entre 3 y 8 μm , mientras que los filamentos calcitizados muestran longitudes de hasta 50-60 μm y diámetros de aproximadamente 4-5 μm .

Interpretación:

Existen numerosos trabajos que hablan de calizas similares a las que se han descrito en este apartado (Freytet, 1971, 1973; Buurman, 1975; Bustillo, 1980, 1984; Freytet y Plaziat, 1982; Arribas, 1982, 1986a y b; Cabrera, 1983; Armenteros, 1986; Sáez, 1987; Pérez, 1989; Arenas, 1993; Arasa y Colombo, 1996; Arenas *et al.*, 1997a; Armenteros *et al.*, 1997; Armenteros y Daley, 1998; Arenas y Pardo, 1999; Freytet y Verrecchia, 2002; Alonso-Zarza, 2003, entre otros).

El origen del carbonato se puede suponer a partir de precipitación en zonas lacustres marginales por reducción de la lámina de agua o bien por la actividad de microorganismos cuyo desarrollo favorece la precipitación del carbonato disuelto en las aguas (Pérez, 1989). La presencia de filamentos micríticos en algunas muestras observadas en lámina delgada apoya la influencia biológica en la precipitación del carbonato inicial.

Los rasgos y procesos macroscópicos y microscópicos que caracterizan a esta facies (bioturbación vertical por raíces, nodulización, brechificación, recristalización a microesparita, presencia de pseudomorfos de yeso, silicificación, microcarstificación, marmorización, ferruginización, disolución de fósiles) son todos postsedimentarios, esencialmente edáficos (diagenéticos edáficos), propios de áreas palustres sometidas a frecuentes oscilaciones del nivel

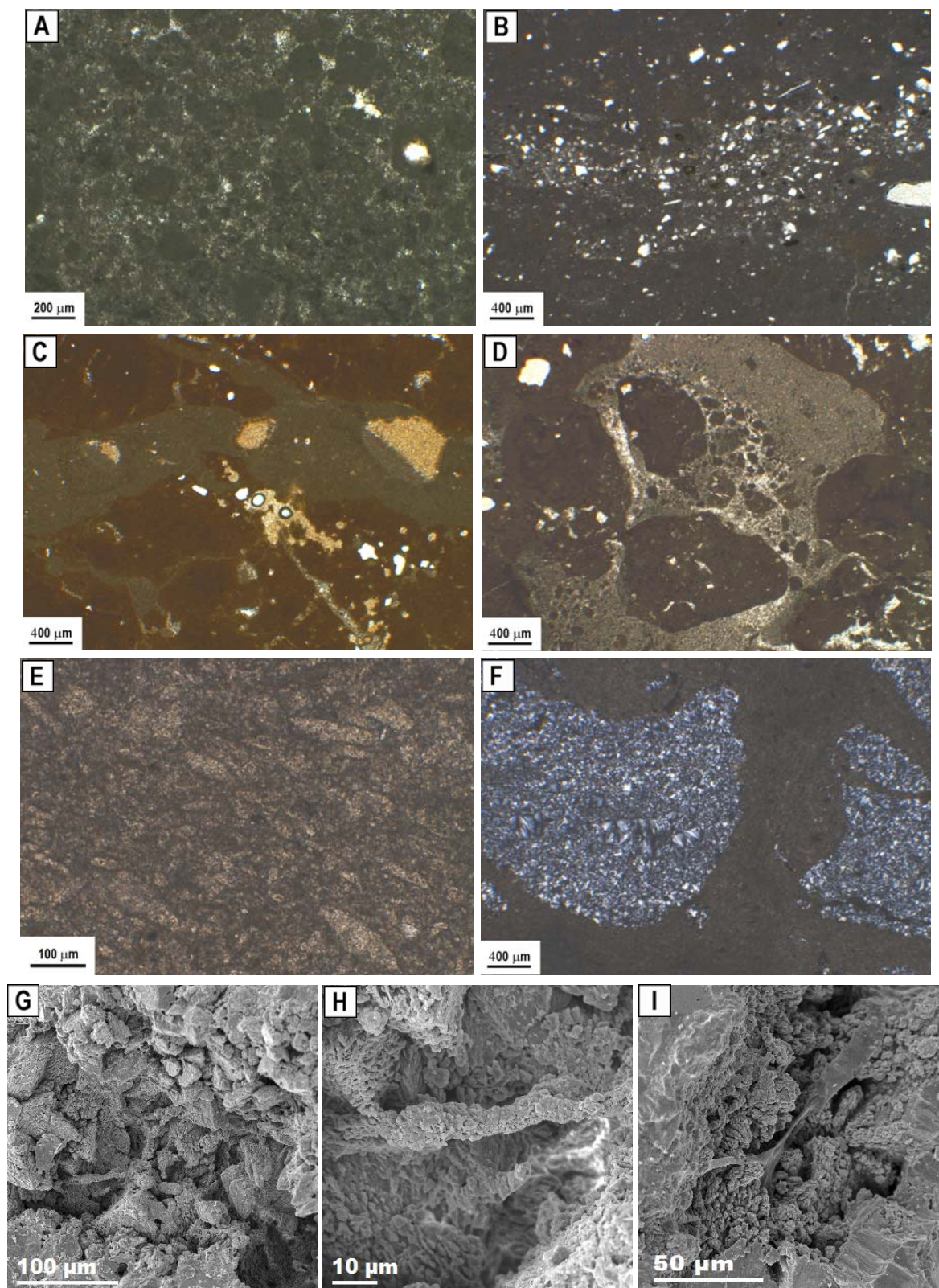


Figura 3.10: Aspectos microscópicos de la facies de Calizas masivas bioturbadas y nodulizadas. A: intraclastos y agregados micríticos; B: acumulación de clastos de cuarzo; C: bioturbación; D: brechificación; E: pseudomorfos lenticulares de yeso; F: silicificaciones irregulares; G, H e I: restos filamentosos (tubos carbonatados en G y H, y filamentos calcitizados en I) entre la micrita.

freático con periodos de exposición subaérea.

Normalmente, estas áreas suelen asignarse a márgenes de lagos con muy bajo gradiente topográfico (Wright, 1990; Platt y Wright, 1991). En estos márgenes extensos y de muy baja pendiente, pequeñas oscilaciones del nivel lacustre pueden causar grandes variaciones de la extensión del lago, provocando que áreas importantes de terreno queden alternativamente expuestas e inundadas.

El desarrollo de importante bioturbación por raíces nos indica la presencia de una cubierta vegetal más o menos importante sobre el sustrato carbonatado. La acumulación preferencial de fango carbonatado en torno a las agrupaciones vegetales genera formas onduladas o montículos (*mud-mounds*) en el techo de los estratos (Calvo *et al.*, 1985; Pérez *et al.*, 1988b; Alonso-Zarza, 2003).

En algunos casos, la acción de las raíces puede provocar la destrucción de la textura y estructura del sedimento original provocando que éste aparezca más masivo de lo que era en inicio. Cuando el grado de bioturbación es muy elevado, éste puede provocar la nodulización y brechificación del sedimento (Arenas, 1993). Las fracturas generadas por la acción de las raíces provocan la fisuración del sedimento en una serie de nódulos o agregados irregulares. Según esta autora, el proceso de individualización de los agregados se ve favorecido por etapas posteriores en que el sedimento queda emergido, produciéndose la pérdida de la cobertera vegetal y la desecación y contracción del sedimento. El proceso avanza si el sustrato recibe agua, ya sea debido a que de nuevo queda sumergido o bien a que se infiltra agua de lluvia, de tal forma que las fisuras se amplían por disolución aislando los nódulos cada vez más. Según se suceden ciclos de humectación-secado el proceso alcanza partes más profundas del sedimento hasta su completa nodulización.

Otros autores (Freytet, 1973; Freytet y Plaziat, 1982; Freytet, 1984; Arribas, 1982 y 1986b; Armenteros, 1986; Armenteros *et al.*, 1997; Armenteros y Daley, 1998; Pérez, 1989; Alonso-Zarza, 2003) proponen otra hipótesis para explicar los procesos de nodulización que no parecen estar relacionados directamente con la actividad mecánica de las raíces. Estos autores plantean que los nódulos se formarían por diferenciación plásmica del carbonato, es decir, debido a la removilización del carbonato en relación a ciclos de humectación y desecación del sedimento. Estos ciclos pueden ser debidos a variaciones de la lámina de agua que provocan la exposición o emersión del sedimento o bien a la infiltración masiva y discontinua de agua de lluvia. La presencia de agua provoca la disolución del carbonato y su redepósito en el interior de la materia del suelo. Los nódulos se van desarrollando como micrita que precipita dentro de la porosidad del suelo, inicialmente con aspecto "harinoso" y que posteriormente se van endureciendo con la evolución edáfica (Freytet, 1984).

Un caso extremo de nodulización se produce cuando los nódulos de carbonato aparecen separados por lutitas ocreas y rosas, que reflejan momentos de lámina de agua muy baja donde se puede llegar a producir la oxidación de la materia internódulos (fig. 3.9F). Freytet (1971) describe esta situación como "horizonte ruiniforme".

El término brechificación puede utilizarse como sinónimo de nodulización cuando la fracturación del sedimento es debida a la bioturbación por raíces; sin embargo, cuando se debe al

agrietamiento del sedimento en momentos de exposición subaérea es más correcto hablar de brechificación. En estos casos el sedimento aparece fracturado por una serie de grietas más o menos planas que producen su individualización en clastos con contornos bastante angulosos y sin evidencias de transporte (Arenas *et al.*, 1999).

La presencia de pseudomorfos lenticulares de yeso (fig. 3.10E) ha sido reconocida en muchos trabajos referentes a facies palustres (Freytet, 1973; Bustillo, 1980; Arribas, 1982 y 1986b; Pérez, 1989; Armenteros *et al.*, 1997). En estos trabajos se interpretan como generados por bombeo evaporítico en las áreas palustres o en los márgenes lacustres, como transformaciones diagenéticas muy tempranas, casi contemporáneas con la sedimentación. El crecimiento de los cristales lenticulares de yeso se produciría por precipitación directa a partir de las soluciones saturadas que embeben el barro carbonatado. Estos cristales de yeso serían posteriormente reemplazados por calcita, constituyendo los pseudomorfos lenticulares que observamos actualmente.

Aunque es un fenómeno local, se han reconocido varios niveles que presentan nódulos de sílex, localizados hacia el techo de los niveles carbonatados. Para que se produzca la silicificación es necesaria la existencia de soluciones altamente concentradas en sílice a pH relativamente alto, y por otro lado, la acumulación de restos orgánicos en el sedimento carbonatado.

Para Bustillo (1984) el hecho de que la silicificación afecte a la parte superior de los niveles carbonatados sugiere que este fenómeno se produciría en la interfase agua-sedimento, cuando el espesor de la lámina de agua en las pequeñas depresiones en las que se originaría la sedimentación lacustre-palustre fuese muy pequeña, del orden de milímetros. En estas condiciones, como consecuencia de la alta concentración en sílice de las aguas debida a la evaporación y a la disminución del pH generadas por la descomposición de la materia orgánica y la actividad bacteriana, se crean las condiciones óptimas para la disolución de la calcita y precipitación de la sílice (Mouline, 1983; Birnbaum y Wireman, 1984; Arribas y Bustillo, 1985).

La formación de sílex se relaciona frecuentemente con la presencia de sulfatos evaporíticos (Arbey, 1980; Bustillo, 1980 y 1984; Nickel, 1982; Cabrera, 1983; Sáez, 1987; Armenteros *et al.*, 1997; Arenas *et al.*, 1999). La formación de sulfatos (en nuestro caso, se han reconocido pseudomorfos lenticulares de yeso) se produce, como ya se ha dicho antes, por precipitación directa a partir de las salmueras altamente concentradas. En estas condiciones, la degradación de la materia orgánica produce una pérdida del oxígeno disponible, situación favorable para el desarrollo de las bacterias sulforeductoras que aprovechando la existencia del sulfato presente en el medio, lo reducen a sulfhídrico. Esto supone un descenso del pH que favorecería tanto la disolución del carbonato cálcico, como la precipitación de la sílice.

La marmorización es un fenómeno muy local en la zona estudiada, que se reconoce por el aspecto versicolor que presentan los depósitos. La coloración es debida a la diferenciación plásmica de los óxidos e hidróxidos de hierro que contienen los sedimentos sometidos a pedogénesis en condiciones de hidromorfia (Freytet, 1971 y 1973).

3.2.10-Facies de Calizas oncolíticas (Co)

Estas calizas son de color beige, ocre y marrón, de forma más ocasional blanco, rosa, naranja o rojo. Se disponen en estratos tabulares a gran escala, con bases y techos que pueden variar desde planos a fuertemente irregulares, con ondulaciones y superficies cóncavas de orden métrico y decimétrico (fig. 3.11A). La potencia de estos estratos oscila desde 0,15 hasta 2,10 m.

Esta facies oncolítica aparece casi de forma exclusiva en la unidad T₈, con la excepción de algunos niveles aislados situados en la unidad T₇. Varios de estos últimos niveles están constituidos por margas (denominación de campo) blancas y beiges con un alto contenido en oncolitos esféricos y subsféricos; debido a la gran abundancia en oncolitos, estos niveles se incluyen dentro de la facies de Calizas oncolíticas (fig. 3.11B).

La composición mineralógica de esta facies es sencilla, formada en su totalidad por calcita; con la excepción de los niveles “margosos” citados anteriormente cuya composición mineralógica es 84% calcita y 16 % cuarzo. Texturalmente son *floatstones* y *rudstones* de oncolitos y *coated grains*; junto a ellos y de forma más esporádica se encuentran fragmentos de oncolitos, fragmentos de tallos envueltos en carbonato, intraclastos y, excepcionalmente, bioclastos. La matriz es micrítica.

Los oncolitos son de colores beige y cremas, en menor proporción, negros y grises. Mineralógicamente están formados en su totalidad por calcita. Tienen morfologías diversas dependiendo de la forma de la partícula que constituye su núcleo; así, pueden ser esféricos cuando crecen en torno a una partícula equidimensional (fig. 3.11E y G), cilíndricos cuando lo hacen en torno a formas alargadas como tallos vegetales (fig. 3.11E y H), aplanados cuando crecen a partir de formas laminares como hojas o fragmentos de conchas, e incluso aparecen formas cónicas cuando utilizan como núcleo conchas de gasterópodos (fig. 3.11E y F). Sus dimensiones oscilan desde uno o varios milímetros hasta 7,5 cm de diámetro y alcanzan 10,5 cm de longitud. El espesor máximo medido del conjunto de las envueltas carbonatadas es 5,5 cm. La superficie externa es lisa, pudiendo llegar a ser rugosa en algunas ocasiones.

La estructura interna de los oncolitos, vista en sección, está caracterizada por la alternancia de láminas concéntricas, claras y oscuras, en torno a la partícula que sirve como núcleo de crecimiento (fig. 3.11F, G y H). Las irregularidades que presentan las primeras envueltas pueden ser calcos de la forma del núcleo, que se van amortiguando a lo largo de la formación del resto del oncolito. Las láminas son bastante continuas y presentan un espesor similar a lo largo de toda su extensión. Sin embargo, hay algunos ejemplares que presentan una fuerte asimetría en su crecimiento, es decir, poseen una dirección en la que el crecimiento se ha visto favorecido frente a las demás. En esos casos, las láminas varían de espesor lateralmente pudiendo, en ocasiones, llegar a desaparecer. En relación a la forma de las láminas, éstas pueden ser lisas, onduladas e incluso pueden formar estructuras dómicas enlazadas por láminas subcontinuas. En ocasiones, esta estructura laminada se ve interrumpida por la existencia de láminas y áreas irregulares constituidas por formas filamentosas o tubiformes, de 0,5 a 1 mm de diámetro, subperpendiculares a la laminación, y de hasta 3-4 mm de longitud, que originan una textura muy porosa en comparación con las zonas laminadas.

En algunos oncolitos se han distinguido diferentes etapas de crecimiento reconocibles gracias a la presencia de cicatrices y a cambios de color significativos (fig. 3.11F). Estas señales

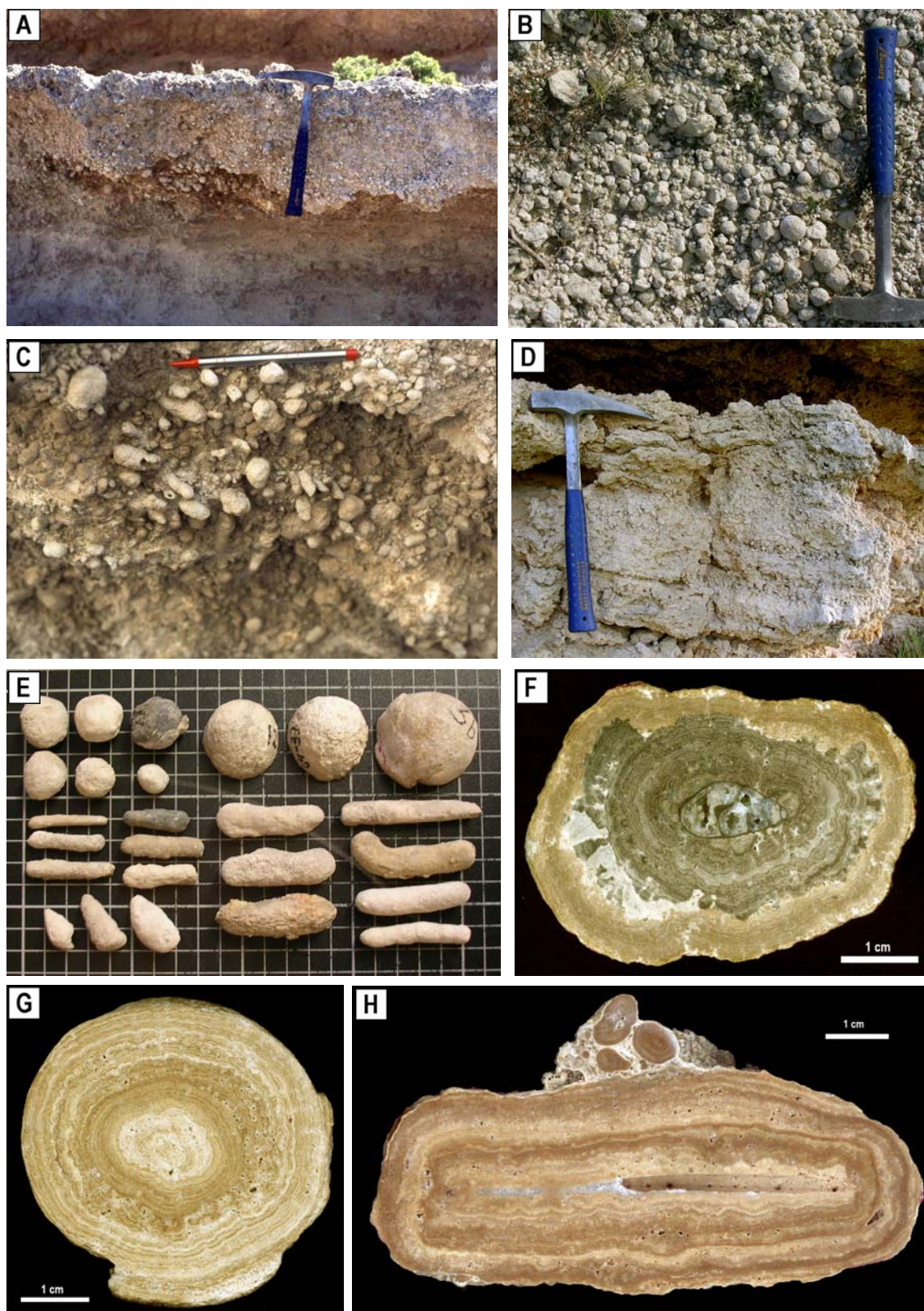


Figura 3.11: Aspectos de campo y muestra de mano de la facies de Calizas oncolíticas. A: niveles lenticulares en la UTS T₈; B: margo-calizas que incluyen abundantes oncolitos esféricos, unidad T₇; C y D: detalles de campo; E: diferentes geometrías de oncolitos (esféricos, cilíndricos y cónicos, cuadrícula de 1 cm²); F, G y H: secciones de oncolitos que presentan núcleos de diferente naturaleza y distintos estilos de crecimiento.

muestran momentos de interrupción del crecimiento del oncolito y, en muchos casos, de erosión y destrucción de láminas ya formadas.

Los *coated grains*, comparativamente con los oncolitos son más escasos, presentan formas próximas a subsféricas siempre bien redondeadas, con tamaños que alcanzan 0,5 cm de diámetro. Las envueltas carbonatadas, generalmente de espesor milimétrico o menor, muestran características morfológicas y petrogenéticas similares a las de los oncolitos

Las Calizas oncolíticas mayoritariamente carecen de estructuras sedimentarias (fig. 3.11A y C), aunque de forma ocasional pueden presentar estratificación paralela y ondulada (fig. 3.11D), causadas por la alternancia de niveles centimétricos o decimétricos que contienen oncolitos de diferentes tamaños o bien por la alternancia de niveles de esta facies con otros de facies distintas, como por ejemplo la facies de tallos verticales. Ocasionalmente muestran estratificación cruzada planar en *sets* de aproximadamente 1,00 m de potencia y estratificación cruzada de relleno de canal, en *sets* de 1,00 a 1,20 m de espesor.

En el perfil de Valdebelengue se han observado pátinas ferruginosas en el techo de los estratos, llegando a formarse, en algunas ocasiones, costras de varios milímetros de grosor. En otros casos se han distinguido nódulos ferruginosos de colores rojizos y ocreos con formas ovoidales irregulares de hasta 4-6 cm de longitud máxima.

Características Microscópicas:

En el microscopio óptico la textura varía desde *floatstone* a *rudstone*, llegando a términos donde la matriz es sustituida por cemento carbonatado.

Los constituyentes más abundantes de estas texturas son los oncolitos; además, aparecen *coated grains* e intraclastos. Los componentes esqueléticos, muy escasos, comprenden gasterópodos (enteros o fragmentados), carofitas y ostrácodos. En algunas láminas delgadas, además, se han diferenciado escasos clastos de cuarzo dispersos entre los demás componentes.

Como puede verse en la figura 3.12, los oncolitos están formados por la alternancia de láminas oscuras de micrita con otras más claras de microesparita y localmente de esparita. Las láminas son lisas, onduladas e incluso forman domos y columnas. El número de envueltas es variable. La mayoría de los oncolitos encontrados en la unidad superior (T₈) presentan un número de envueltas que oscila entre 5 y 20 láminas (fig. 3.12A, B y C); no obstante, hay ejemplares en los que se han contado hasta 39 láminas. En cuanto a su espesor, hay que señalar que, como norma general, las láminas oscuras son más finas que las claras; los grosores mínimos son 50-100 μm y los máximos 100 μm a 1,8 mm. Sin embargo, los ejemplares recogidos en la unidad T₇ muestran una laminación más fina (fig. 3.12D y E). En ellos se han llegado a medir entre 100 y 190 láminas cuyos espesores mínimos oscilan entre 12 y 40 μm y máximos entre 460 μm y 1,4 mm.

Por último, señalar que en algunos oncolitos se han distinguido formas filamentosas de micrita de color gris pardo, normalmente aisladas (fig. 3.12C y F). Sus dimensiones varían entre 50 y 100 μm de diámetro y de 0,5 a 1,0 mm de longitud. Se atribuyen a cianobacterias filamentosas que recuerdan a los géneros actuales *Calothrix* y *Dichothrix*. También se reconocen agrupaciones dómicas de filamentos que recuerdan a las actuales *Rivularia*.

Se han observado varias muestras pertenecientes a la facies de Calizas oncolíticas en microscopio electrónico (fig. 3.13). Al igual que en el óptico, se han encontrado formas filamentosas, que se pueden dividir en dos tipos por sus dimensiones y también por su morfología. Un primer tipo consiste en tubos carbonatados dispuestos formando abanicos o bien paralelos entre sí a modo de empalizadas (fig. 3.13A y B). Sus dimensiones pueden alcanzar casi 2 mm de longitud y entre 30 y 260 μm de diámetro. Estas agrupaciones de tubos microbianos de gran tamaño suelen constituir las áreas porosas que se han comentado en la descripción de muestra de mano.

La segunda morfología de cuerpos filamentosos, relativamente más abundantes, consiste en los propios filamentos calcitizados que aparecen incluidos en el sedimento carbonatado micrítico

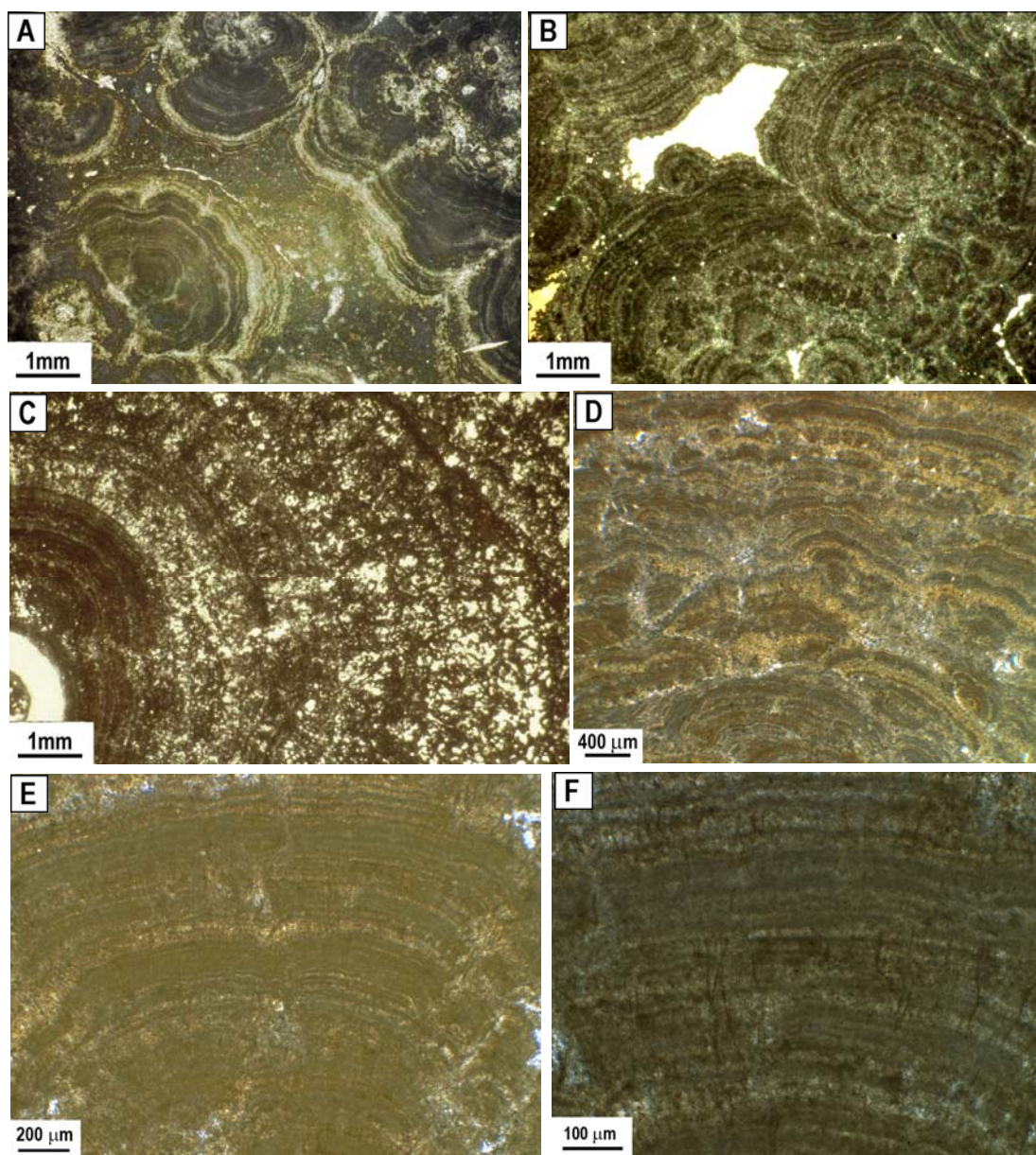


Figura 3.12: Aspectos de microscopio óptico de la facies de Calizas oncolíticas. A y B: rudstones de oncolitos de la UTS T₈; C, D y E: imágenes de la laminación de varios oncolitos individuales recogidos en las unidades T₈ (C) y T₇ (D y E); F: detalle de filamentos micríticos dispuestos perpendiculares a la laminación.

(fig. 3.13C) o esparítico (fig. 3.13D), con geometrías curvas y muchas veces entrelazados entre sí dentro del sedimento (fig. 3.13E, F y G). Sus dimensiones son variables, aunque siempre menores que los tubos carbonatados; varían entre 100 y 850 μm de longitud y entre 2 y 8 μm de diámetro. En la figura 3.13E se puede ver la terminación apical de uno de estos filamentos.

Además de los filamentos *s.l.*, son frecuentes los recubrimientos de origen orgánico que tapizan el sedimento carbonato (fig. 3.13J, K y L); en algunos casos, constituyendo parte de estos recubrimientos se han diferenciado formas bacterianas esféricas agrupadas de dos en dos (diplococo), con dimensiones aproximadas entre 0,80 y 1,05 μm de diámetro máximo (fig. 3.13L).

Por último, es frecuente encontrar restos de diatomeas pennadas de 4,20 a 9,20 μm de longitud, dispersas entre los cristales de calcita y en algunos casos recubiertas por carbonato (fig. 3.13H e I).

Interpretación:

Existe abundante bibliografía que describe facies similares en medios fluviales y fluvio-lacustres de formaciones modernas (Schäfer y Stapf, 1978; Casanova, 1987; Pedley, 1990; Verrecchia *et al.*, 1997; Hägale *et al.*, 2006) y antiguas (Ordóñez y García del Cura, 1977, 1983; Anadón y Zamarreño, 1981; Casanova, 1985; Armenteros, 1986; Alonso-Gavilán *et al.*, 1987; Sanz-Rubio *et al.*, 1996; Arenas *et al.*, 2000; Ramos *et al.*, 2001; Arenas *et al.*, 2007a).

Los oncolitos y *coated grains* se formarían en áreas fluviales o lacustres someras sometidas a agitación. En ellas se desarrollaría vegetación acuática sumergida (carofitas y Potamogeton, por ejemplo) y gasterópodos; los restos de estos organismos o sus fragmentos serían los núcleos para la precipitación de carbonato. En los márgenes de estas áreas se desarrollarían zonas palustres con vegetación hidrófila, como juncos, carrizos, espadañas, así como gasterópodos pulmonados (*Planorbis*). Muy posiblemente sobre las partes sumergidas de estas plantas precipitaba carbonato. Estas zonas palustres se verían afectadas por episodios de alta energía, tormentas y avenidas, que arrastrarían abundantes fragmentos de plantas a zonas fluviales y lacustres, donde servirían de núcleo para la precipitación de nuevas envueltas de carbonato y formación, por tanto, de los oncolitos.

A estos mismos ambientes llegarían, aunque en menor cantidad, intraclastos procedentes de la erosión de formaciones carbonatadas o lutíticas previas, que también actuarían como núcleos sobre los que se depositaría el carbonato. Este caso es de especial importancia para los oncolitos subsféricos presentes en la unidad T₇, donde el núcleo está constituido casi exclusivamente por fragmentos de micrita. Este hecho puede ser indicativo de una menor cobertura vegetal en esta unidad frente a la unidad superior (UTS T₈) donde la vegetación sería más abundante por lo que el núcleo de sus oncolitos está formado mayoritariamente por fragmentos de tallos, e incluso por hojas.

La presencia de formas microbianas filamentosas en las envueltas carbonatadas atribuibles a cianobacterias señala que la precipitación del carbonato de los oncolitos y *coated grains* se produjo seguramente en relación con la actividad fotosintética de esos microorganismos, en torno a los cuales se crearían microambientes favorables para ello. Además, podrían actuar como tapices o mallas en los que quedarían atrapadas las partículas de carbonato (Casanova, 1987; Freytet y Verrecchia, 1998).

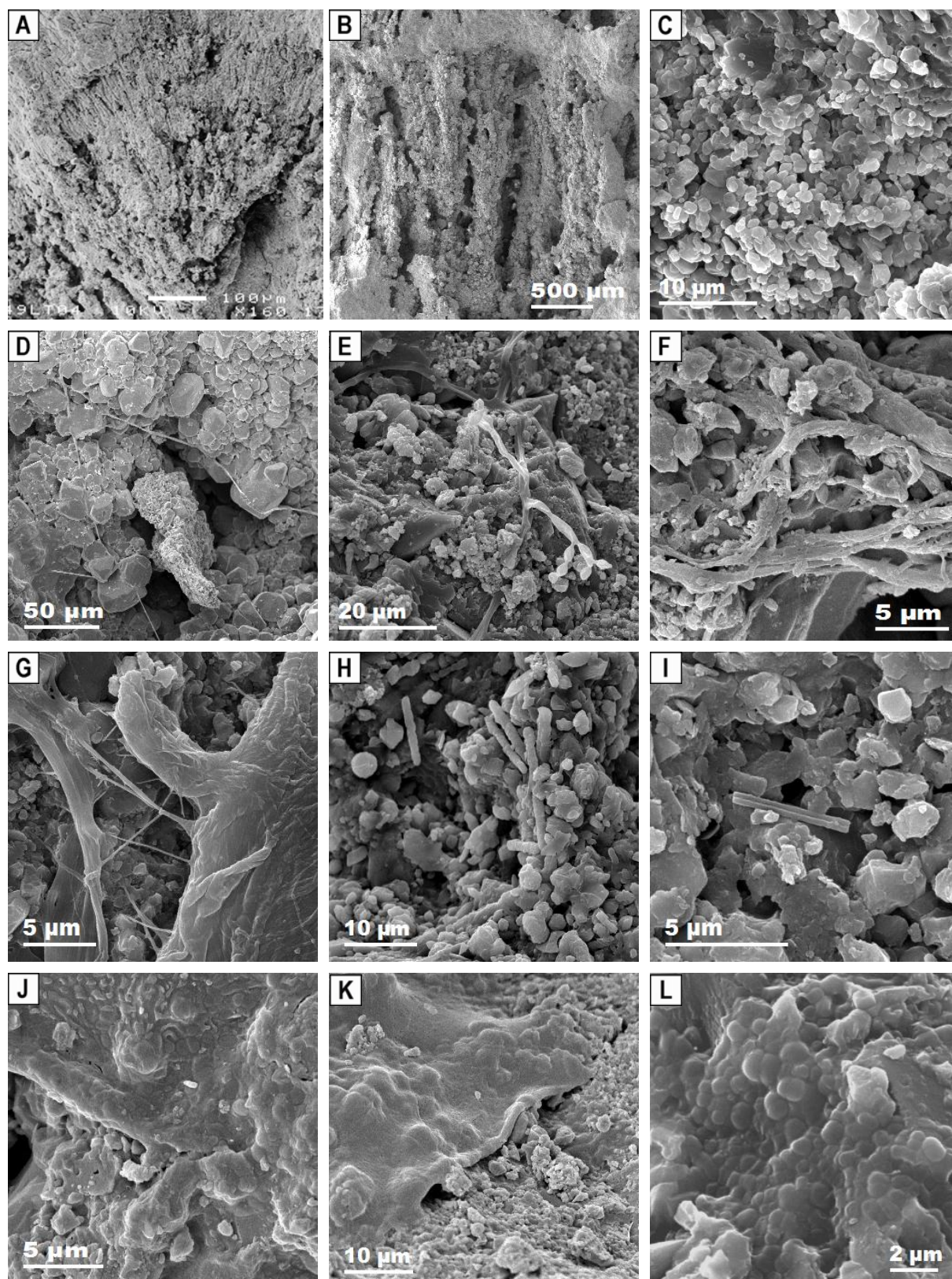


Figura 3.13: Aspectos de microscopio electrónico de la facies de Calizas oncolíticas. A y B: tubos carbonatados dispuestos en abanico y paralelos entre sí; C: cristales de micrita; D, E, F y G: filamentos calcitizados; H e I: diatomeas pennadas, en H están recubiertas por carbonato; J, K y L: tapices orgánicos, en L se observan formas bacterianas tipo diplococo.

Esta zona donde los oncolitos crecen sería un área de aguas que mantiene una energía no muy alta, pero con movimiento frecuente, ya que los oncolitos encontrados son mayoritariamente simétricos, es decir, con grosores similares a lo largo de toda la envuelta. Por otra parte, la presencia de estratificación cruzada en surco y planar de potencia métrica evidencia la formación de barras y megaripples y, en definitiva, el retrabajamiento de los granos durante episodios de mayor energía, relacionados con corrientes unidireccionales, seguramente de cursos fluviales amplios y poco sinuosos.

En el trabajo de Verrecchia *et al.* (1997) sobre el comportamiento hidrodinámico de los oncolitos se plantea la mayor movilidad de los oncolitos frente a partículas de calcita o cuarzo con similar diámetro nominal. Debido a su alta porosidad y baja densidad, la velocidad de sedimentación de los oncolitos es menor y, por tanto, el tiempo que los oncolitos permanecen en suspensión en el agua es mayor.

La presencia de oncolitos intercalados en niveles margosos, e incluso lutíticos, se ha relacionado con el depósito de los mismos en llanuras de inundación, tras momentos de crecida y desbordamiento de los canales fluviales contiguos donde se forman los oncolitos o bien en la desembocadura de estos canales en áreas lacustres marginales (Ramos *et al.*, 1989; Ramos *et al.*, 2001; Arenas *et al.*, 2007a).

3.2.11-Facies de Calizas bioclásticas (Cb)

Estas calizas son beige, marrones y grises, siendo más escasas las naranjas, ocre y amarillas. Esta facies aparece fundamentalmente hacia el techo de la unidad T₇ y a lo largo de T₈. Forman estratos tabulares, con superficies de estratificación desde planas o subhorizontales hasta formas más irregulares, con ondulaciones y geometrías cóncavas de orden decimétrico. Estos estratos tienen una potencia mínima de 0,05 m y máxima de 1,50 m (fig. 3.14A y B).

La composición mineralógica de estas facies consiste casi exclusivamente en calcita (98%), y, en mucha menor proporción, se halla cuarzo (2%).

Estas Calizas bioclásticas, según la clasificación de Embry y Klovan (1971), son *floatstones* y *wackestones*, aunque también se encuentran *mudstone-wackestones*. Su contenido fósil está formado por gasterópodos, tallos cubiertos de carbonato tumbados y/o fragmentados, y carofitas (tanto oogonios como tallos); junto a ellos, pero menos abundantes, aparecen ostrácodos y otros bioclastos no identificables por su alta fragmentación. En ocasiones, acompañando a los fósiles se encuentran escasos oncolitos enteros y/o rotos, intraclastos y fragmentos carbonosos.

Carecen de estructuras sedimentarias internas, con la excepción de varios niveles situados en la parte superior de T₇ que presentan fina laminación paralela. En algunos casos muestran bioturbación vertical y nodulización en el techo de los estratos.

Se pueden caracterizar tres subfacies dentro de las Calizas bioclásticas, en función del componente fósil predominante:

- Calizas bioclásticas de gasterópodos (Cbg).

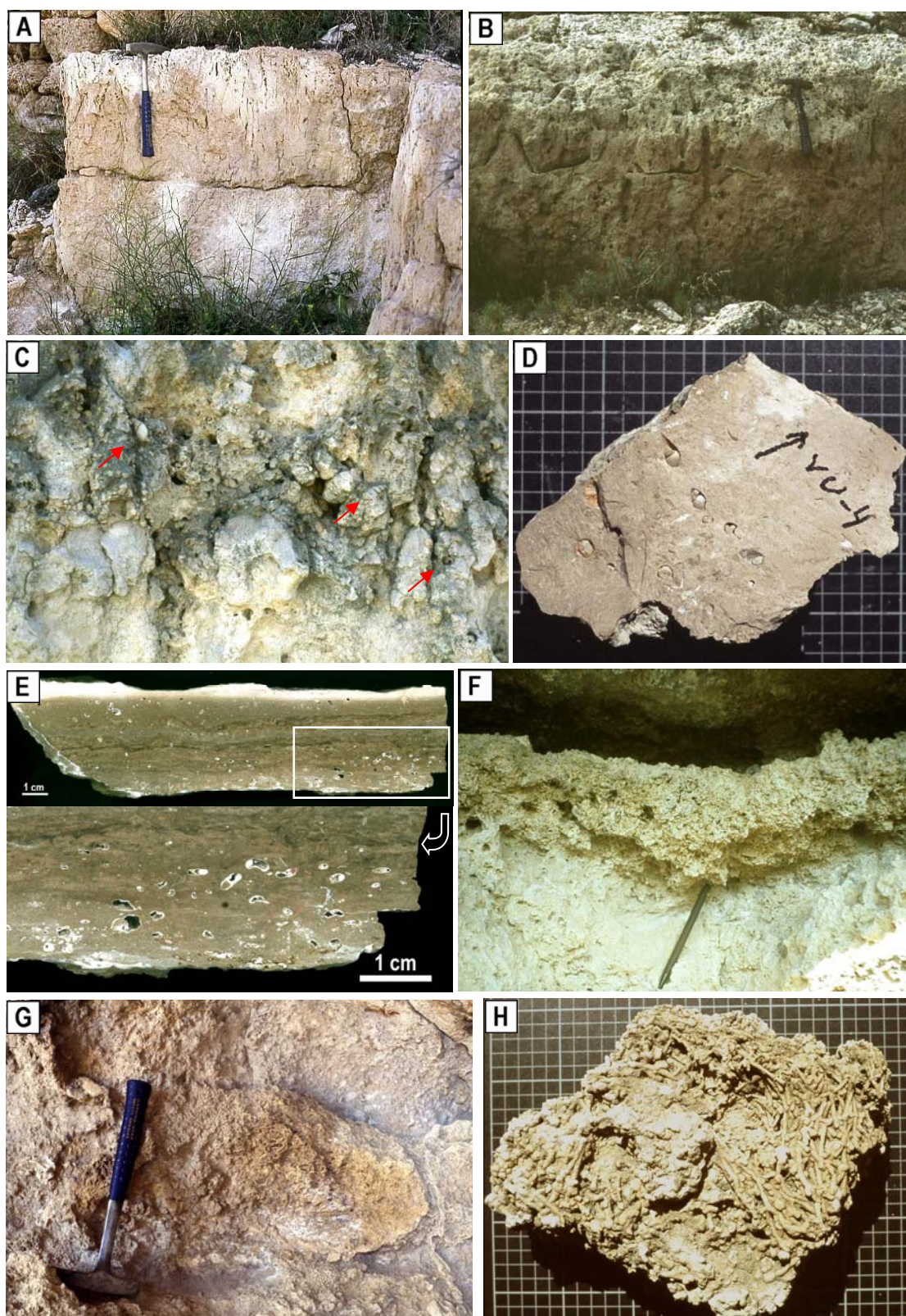


Figura 3.14: Aspectos de campo y muestras de mano de las facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos y carofitas, Cbg y Cbc. A y B: Cbg con trazas de bioturbación; C y D: detalle de los gasterópodos, señalados con flechas; E: Cbg laminadas y detalle de los gasterópodos; F y G: aspectos de campo de la facies Cbc; H: detalle de tallos de carofitas recubiertas por carbonato (cuadrícula de 1 cm²).

- Calizas bioclásticas de carofitas (Cbc).
- Calizas bioclásticas de tallos tumbados y/o rotos (Cbt).

CALIZAS BIOCLÁSTICAS DE GASTERÓPODOS:

Esta subfacies incluye los términos *floatstone* y, en menor medida, *wackestone*. Está constituida fundamentalmente por gasterópodos, enteros y/o fragmentados. Gracias a los ejemplares que se han encontrado completos se puede describir la morfología de las conchas; las formas más comunes son, por orden de abundancia: turbinadas, trocoidales y discoidales, siempre holostomadas. Carecen de ornamentación externa; solamente se aprecian las líneas de crecimiento. Alcanzan hasta 2 cm de longitud, medidos a lo largo de su eje de enrollamiento (fig. 3.14C y D).

Una característica muy común de estas facies, que permite reconocerlas en el campo con relativa facilidad, es que presentan una gran cantidad de cavidades verticales o subverticales, a veces de forma cónica. Se concentran en el techo de los estratos. Estas cavidades tienen unas dimensiones máximas de 2-3 cm de diámetro y hasta 10-12 cm de longitud. Además exhiben bioturbación y nodulización.

Un caso particular de esta subfacies son los niveles tabulares encontrados a techo de la unidad T₇, con potencias que oscilan entre 0,05 y 0,25 m (fig. 3.14E). Son calizas y margo-calizas blancas, beiges y grises, *floatstones* de gasterópodos turbinados y discoidales de hasta 1,5 cm de longitud, tallos de carofitas tumbados, ostrácodos y otros bioclastos no identificados. Es característica la presencia de laminación paralela resaltada por la orientación preferente de algunos gasterópodos paralelos a la laminación y de los tallos de carofitas tumbados. Pueden presentar bioturbación y nodulización, al igual que el resto de la facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos.

En el perfil de Los Traches (fig. 2.10, tramo 9) un estrato formado por la facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos presenta el techo muy irregular con cavidades o bolsadas que recuerdan los efectos de la microcarstificación. Las cavidades aparecen rellenas por la facies de Calizas oncolíticas.

Características Microscópicas:

Esta subfacies presenta una textura en microscopio óptico que varía desde *mudstone* hasta *floatstone*, siendo este último el término más común.

Los constituyentes más abundantes son gasterópodos y ostrácodos, y junto a ellos, escasos oogonios de carofitas y fragmentos de tallos. Los componentes no esqueléticos son menos frecuentes, representados únicamente por escasos oncolitos. En algunas ocasiones se han distinguido clastos de cuarzo con diámetros máximos de 200-300 µm, dispersos entre los demás componentes.

Se han encontrado gasterópodos turbinados y, aunque son más escasos, también discoidales (fig. 3.15A y B). Aparecen restos enteros y fragmentados. Por otro lado, los ostrácodos se encuentran tanto con las valvas juntas y cerradas, como desarticuladas o fragmentadas.

Tanto los gasterópodos como los ostrácodos aparecen como fósiles corporales o bien se han disuelto, y entonces sólo se aprecia su porosidad móldica. Las cavidades internas de los fósiles

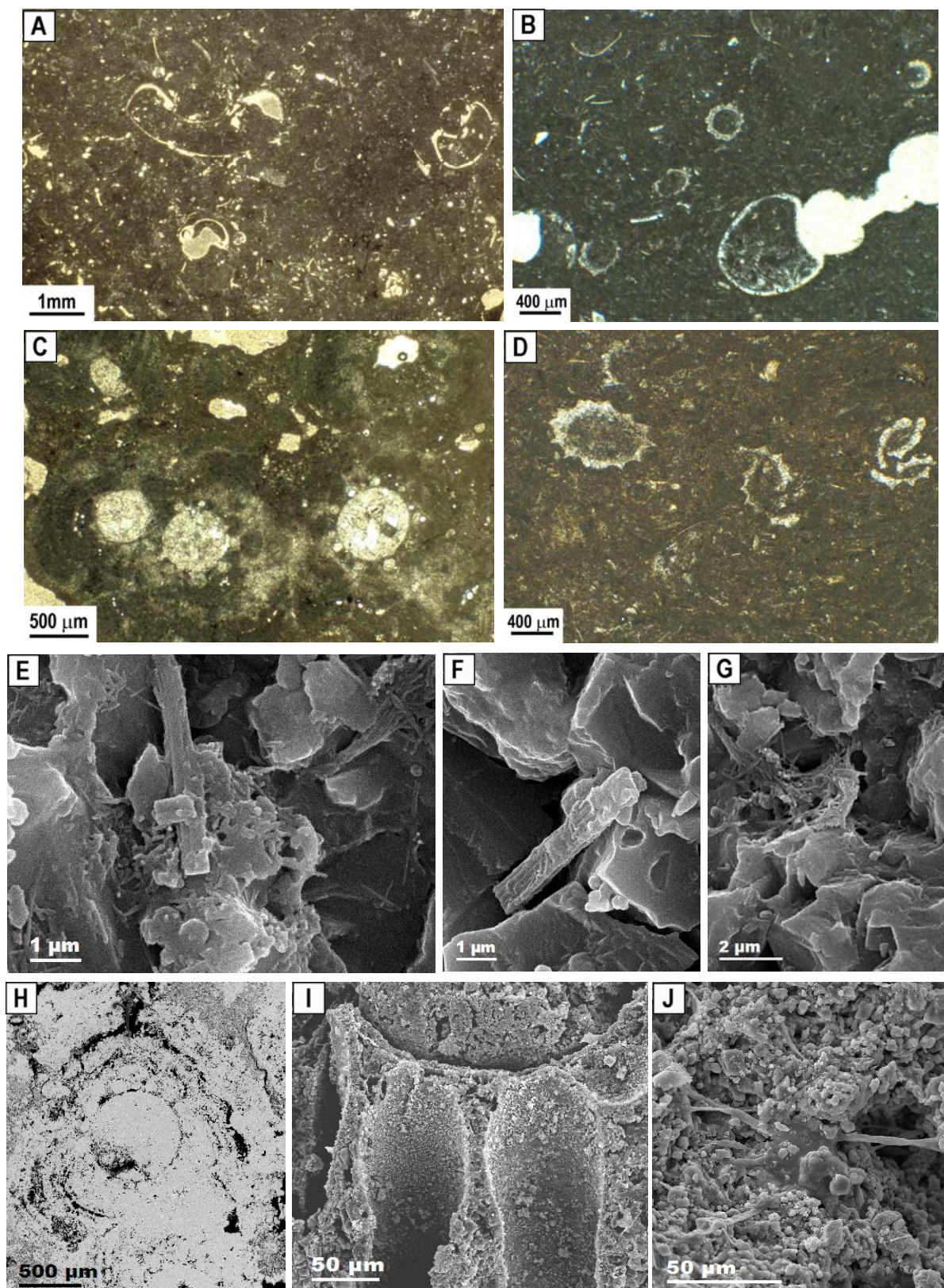


Figura 3.15: Aspectos de microscopio óptico y electrónico de la facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos y carofitas. A y B: wackestones de gasterópodos enteros y otros bioclastos, acompañados por tallos de carofitas; C: tallos de carofitas con varias envueltas carbonatadas; D: wackestones de carofitas y bioclastos; E, F y G: varios aspectos de microscopio electrónico de la facies Cbg (restos bacterianos y diatomeas); H e I: tallos de carofitas; J: restos filamentosos en el recubrimiento calcítico de las carofitas.

pueden estar rellenas de esparita.

En algunas preparaciones se han distinguido señales de bioturbación; se reconoce por la existencia de zonas micríticas con diferentes tonos que presentan límites bastante netos e irregulares con la micrita dominante.

Como ya se ha señalado al describir las características macroscópicas, esta facies puede aparecer laminada, caso de la unidad T₇. En microscopio óptico se observa que la laminación es muy irregular y está generada por la alternancia de láminas donde se produce la acumulación preferente de restos fósiles y otras micríticas sin fósiles. Las láminas con fósiles son *wackestones* y *floatstones* de gasterópodos enteros, tanto turbinados como planoespiralados, tallos de carofitas, y en menor medida ostrácodos, enteros y fragmentados, así como, otros bioclastos que por su alta fragmentación no son identificables. Tanto gasterópodos como tallos de carofitas presentan una orientación dominante paralela a la laminación, además, en varios casos, los restos aparecen deformados debido a la compactación del sedimento. Por otro lado, las láminas micríticas están constituidas por *mudstones* con escasos bioclastos. En varias muestras se ha observado la presencia de grumos oscuros dispersos, así como oxidaciones locales que se han asociado en ambos casos con restos de materia orgánica.

En microscopio electrónico se ha observado la presencia de recubrimientos orgánicos y restos bacterianos (formas alargadas, tipo bacilo, con longitudes de 0,30 a 0,85 μm y diámetros menores de 1 μm y, más ocasionalmente, formas esféricas, tipo coco, que presentan diámetros de 0,25-0,30 μm), junto con diatomeas pennadas que pueden aparecer recubiertas por carbonato (fig. 3.15E, F y G).

CALIZAS BIOCLÁSTICAS DE CAROFITAS:

Esta subfacies incluye los términos *mudstone-wackestone* y *wackestone* de oogonios y escasos tallos de carofitas. Se han reconocido también *packstones* y *rudstones* donde el componente dominante son los tallos de carofitas (fig. 3.14F y G). Los oogonios no son visibles a simple vista, y sólo se han distinguido en lámina delgada. Los tallos, que alcanzan un diámetro máximo de 0,2 cm, están recubiertos de carbonato (fig. 3.14H). Estas envueltas presentan espesores de varios milímetros. Pueden aparecer tumbados y/o rotos, dispuestos al azar o con sus ejes mayores paralelos a la estratificación. Acompañando a las carofitas, se encuentran de forma esporádica ostrácodos, oncolitos de hasta 1-2 cm de diámetro, gasterópodos y fragmentos carbonosos.

Características Microscópicas:

En microscopio óptico la textura de esta subfacies varía desde *mudstone* a *packstone*. Es importante aclarar que *mudstone* y *mudstone-wackestone* aparecen en relación con oogonios, mientras que los términos *wackestone* y *packstone*, localmente *floatstone* y *rudstone*, se relacionan con tallos tumbados o fragmentados atribuibles a carofitas, acompañados o no de oogonios. Varias secciones transversales de tallos de carofitas se pueden ver en la figura 3.15 C y D.

Los tallos están, en la mayoría de los casos, cubiertos por varias envueltas de calcita (entre 4-6 capas de 20-300 μm). Estas láminas son fuertemente onduladas debido a que el carbonato recubre los ornamentados tallos de las carofitas (fig. 3.15 H). En ocasiones esta ondulación se va

suavizando hacia el exterior. Estas envueltas, vistas en microscopio óptico, presentan escasos filamentos micríticos microbianos dispersos o agrupados dando, entonces, formas similares a arbustos.

Oogonios y/o tallos de carofitas pueden estar acompañados de oncolitos y gasterópodos, normalmente turbinados, enteros o rotos. Menos abundantes son las valvas de ostrácodos. En todos los casos la matriz es micrítica de color pardo.

Aunque no se aprecia en todas las láminas delgadas, en algunas de ellas se han visto indicios de bioturbación. Ésta no es muy acusada y se reconoce por huecos que pueden estar rellenos o no de micrita de color diferente al de la matriz.

El estudio de varias muestras de Calizas bioclásticas de carofitas en microscopio electrónico ha permitido observar las secciones de tallos de carofitas (fig. 3.15H e I). Adosados a las paredes de los tallos de carofitas se encuentran agrupaciones de formas bacterianas alargadas, tipo bacilo, con dimensiones máximas de 0,9 a 1,2 μm y otras esféricas, tipo coco, con diámetros de 0,10 a 0,15 μm .

Es frecuente la presencia de filamentos orgánicos calcitizados en el carbonato que engloba los tallos de carofitas, junto con recubrimientos orgánicos (fig. 3.15J). Las formas filamentosas tienen dimensiones que oscilan entre 25 y 65 μm de longitud visible y entre 1,70 y 3,50 μm de diámetro.

CALIZAS BIOCLÁSTICAS DE TALLOS TUMBADOS Y/O ROTOS:

Texturalmente son *rudstones* con matriz, en determinadas ocasiones pueden ser *floatstones*. En este caso el componente dominante son los tallos tumbados y/o rotos (fig. 3.16A, B y C). Las dimensiones de estos tallos son variables, alcanzan hasta 4 cm de diámetro y 10 cm de longitud; sin embargo, la media es de 0,5 cm de diámetro y 2-3 cm de longitud.

Los tallos suelen estar desorganizados, pero a veces muestran una orientación preferente. Es frecuente que acompañando a los tallos haya oncolitos (enteros y fragmentados) con diámetros de orden centimétrico y gasterópodos.

En muchas ocasiones, lateralmente a esta facies se encuentran *boundstones*, constituidos por tallos verticales *in situ* fundamentalmente, facies Ctv (fig. 3.16D).

Características Microscópicas:

En el microscopio óptico la textura varía desde *floatstone* hasta *rudstone* con matriz. Los términos más frecuentes son *floatstone* y *floatstone-rudstone* (fig. 3.17A y B).

El componente más abundante de esta subfacies son los fragmentos de tallos que aparecen cubiertos por un número variable de láminas de carbonato (entre 3 y 7 por tallo) con grosores totales de 100-200 μm . El interior de los tallos suele estar vacío o relleno de cemento. Otros constituyentes esqueléticos encontrados son gasterópodos, ostrácodos y oogonios de carofitas. Los no esqueléticos están representados por oncolitos, intraclastos de micrita masiva y fragmentos de estromatolitos. La matriz micrítica localmente puede estar recristalizada a microesparita.

Se ha estudiado en microscopio electrónico las cortezas calcíticas que recubren a los fragmentos de tallos, resultando ser muy similares a las envueltas de la facies de Calizas de tallos verticales, que se describen a continuación. Las envueltas están constituidas por cristales de calcita de tamaño micrita, entre los que se ha reconocido la presencia de formas microbianas filamentosas calcitizadas con diámetros de 3-4 μm y longitudes de hasta 55-60 μm . Dispersas entre el carbonato aparecen diatomeas pennadas de 6-8 μm de longitud.

Interpretación:

Las Calizas bioclásticas son una facies común en ambientes lacustres y fluvio-lacustres, modernos y fósiles, como se señala en numerosos trabajos (Pérez, 1989; Pedley, 1990; Tucker y Wright, 1990; Anadón, 1992; Arenas, 1993; Sanz-Rubio *et al.*, 1996, etc.). Las subfacies de carofitas y gasterópodos se generaron en zonas lacustres y fluviales someras, más o menos tranquilas, las primeras a veces sometidas a corrientes. Los tallos tumbados y/o rotos denotan condiciones de más energía, capaces de romper y arrastrar los restos vegetales, en parte ya cubiertos por carbonato. La presencia de bioturbación y nodulización señala la colmatación de estas zonas lacustres y fluviales seguida de la instalación de una cobertera vegetal y desecación.

3.2.12-Facies de Calizas de tallos verticales (Ctv)

Son calizas bioconstruidas (*boundstones*) de color beige, ocre, marrón y también amarillo, siempre dominando las beiges sobre las demás. Aparecen de forma exclusiva en la parte superior de la Muela de Borja (unidad T₈). Forman parte de estratos tabulares con bases y techos irregulares, a veces cóncavos, rara vez planos. Formados mayoritariamente por las facies Cbt y Co, que son paso lateral y vertical de la Ctv (fig. 3.16D y E). La potencia de estos estratos oscila de 0,10 hasta 1,90 m.

La composición mineralógica de esta facies es sencilla, formada en su totalidad por calcita.

Aunque se habla de tallos, no es el tallo propiamente dicho lo que se encuentra, sino las envueltas carbonatadas que se han formado en torno a él. El interior suele estar vacío o relleno de carbonato masivo (fig. 3.16E, G y H). Estos recubrimientos tienen grosores variables desde 0,2 cm hasta 3 cm y están constituidos por varias capas de calcita (fig. 3.16G, H e I).

Los tallos se disponen generalmente verticales o subverticales, y alcanzan diámetros máximos de 3-4 cm y longitudes de hasta 25 cm. Aparecen agrupados en niveles de poca continuidad lateral, que comúnmente no sobrepasa 1,5-2 m. Los tallos verticales se distribuyen formando auténticas empalizadas de 15-20 cm de altura de media (fig. 3.16F). En otras ocasiones, constituyen agrupaciones aisladas asimilables a arbustos englobados en barro micrítico.

Características microscópicas:

Las características microscópicas de esta facies son muy similares a las de las Calizas bioclásticas de tallos. Los tallos presentan un número variable de envueltas. Entre los tallos se encuentra matriz micrítica de color beige que puede estar parcialmente recrystalizada a microesparita. Otros componentes como intraclastos, oncolitos, gasterópodos,... son más bien escasos y, en caso de

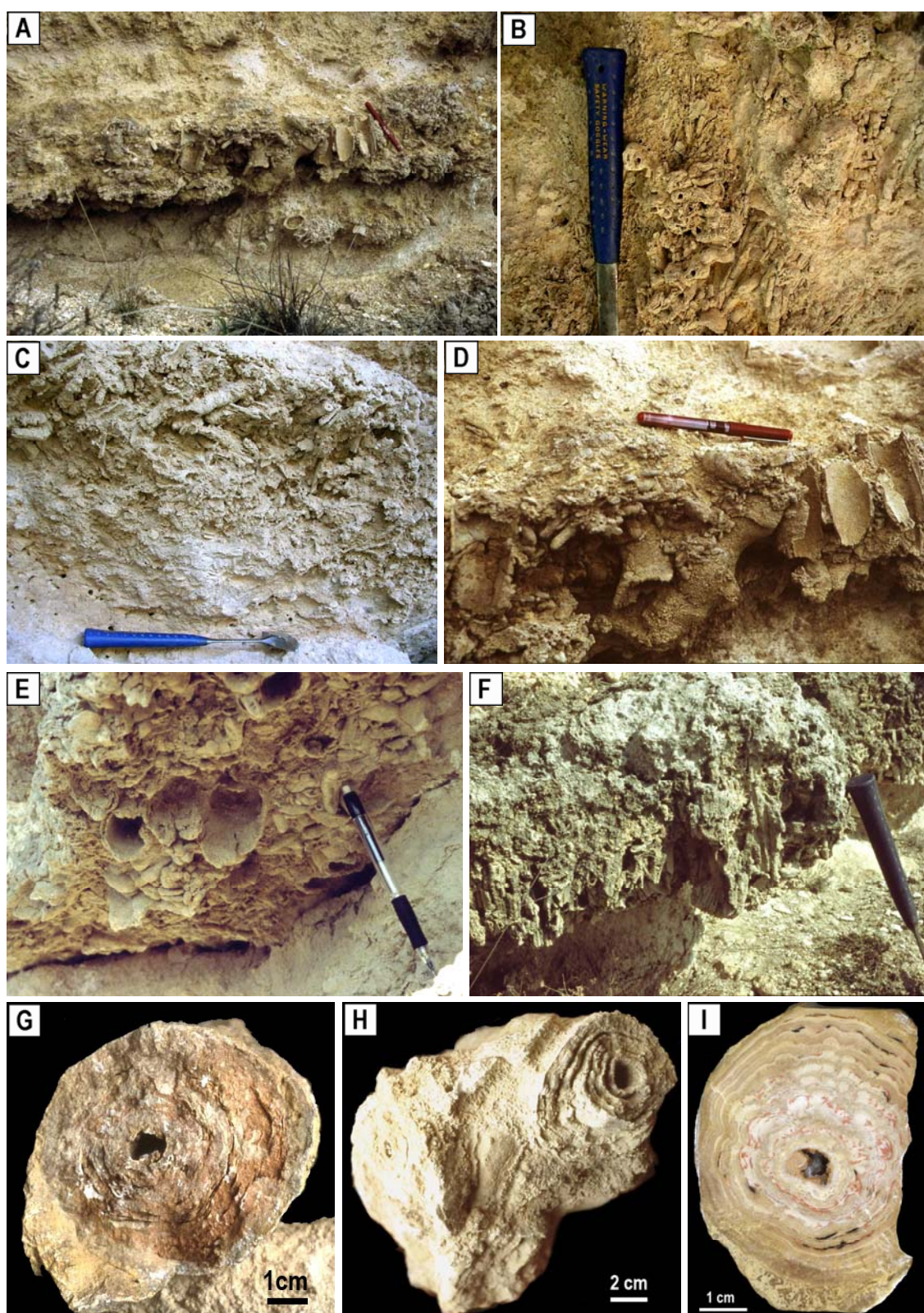


Figura 3.16: Aspectos de campo de las facies de Calizas bioclásticas de tallos (A, B, C y D) y de Calizas de tallos verticales (E y F). En G, H e I se muestran recubrimientos carbonatados de varios centímetros de espesor formados en torno a tallos.

hallarse, se encuentran dispersos entre los tallos.

Se han realizado varias láminas delgadas de secciones de tallos *in situ*. En ellas se aprecia que la parte orgánica inicial ha desaparecido dejando un hueco que puede estar o no relleno de micrita. A partir de este núcleo, y hacia el exterior, aparecen las envueltas de carbonato: alternancia de láminas claras y oscuras de calcita, en número que oscila desde 2-3 hasta un máximo de 18-20. El espesor de estas láminas puede alcanzar 2-3 mm. Presentan una distribución concéntrica en torno al núcleo, siendo sus formas muy variadas, desde lisas a onduladas con o sin crecimientos dómicos (fig. 3.17C y D), las cuales se describen a continuación:

- Las morfologías dómicas están constituidas por agrupaciones compactas de formas filamentosas de micrita de color oscuro. Estos filamentos se disponen subperpendiculares a la laminación y alcanzan alturas máximas de 2-3 mm. Los domos pueden aparecer aislados o bien unidos a los contiguos por finas láminas (fig. 3.17D y F).
- Las envueltas onduladas adquieren su forma al adaptarse al sustrato irregular que han creado las construcciones dómicas. Su espesor varía desde 0,5 hasta 0,8 mm. Están constituidas por micrita y agrupaciones de cristales aciculares de esparita subperpendiculares a la laminación. Los restos filamentosos son más bien escasos.

Un caso particular de estas envueltas es aquél en el que se presentan formas lenticulares con grosores máximos de 0,2-0,3 mm. Las lentículas están rellenas de esparita, mientras que sus bordes son de micrita oscura. Se disponen orientando su eje mayor, de 0,2 a 1 mm de longitud, paralelamente a las envueltas (fig. 3.17 D y G).

- Por último, las envueltas lisas presentan grosores mínimos de 0,2-0,5 mm y máximos de 2-3 mm. Están constituidas por micrita, ocasionalmente microesparita, y presentan formas filamentosas micríticas, tanto agrupadas como dispersas, subperpendiculares a la laminación (fig. 3.17C y E) .

Para completar el estudio microscópico se han observado varias de estas envueltas carbonatadas en microscopio electrónico de barrido. Se han encontrado abundantes restos de filamentos calcitizados, así como sus moldes. Estos filamentos, que presentan la superficie rugosa, tienen un diámetro entre 8-10 μm y longitud entre 50-200 μm (fig. 3.17H).

Por otro lado, se han distinguido diatomeas pennadas dispersas entre la micrita o bien formando conjuntos desordenados de diatomeas y micrita. Sus dimensiones oscilan entre 0,3 y 0,5 μm de diámetro y 3-7 μm de longitud (fig. 3.17I).

Interpretación:

Numerosos autores citan el recubrimiento de tallos de macrofitas hidrófilas y semiacuáticas por calcita en zonas lacustres y/o fluviales someras colonizadas por vegetación y con las aguas enriquecidas en bicarbonato cálcico (Ordóñez y García del Cura, 1983; Pedley, 1990; Freytet, 1992;

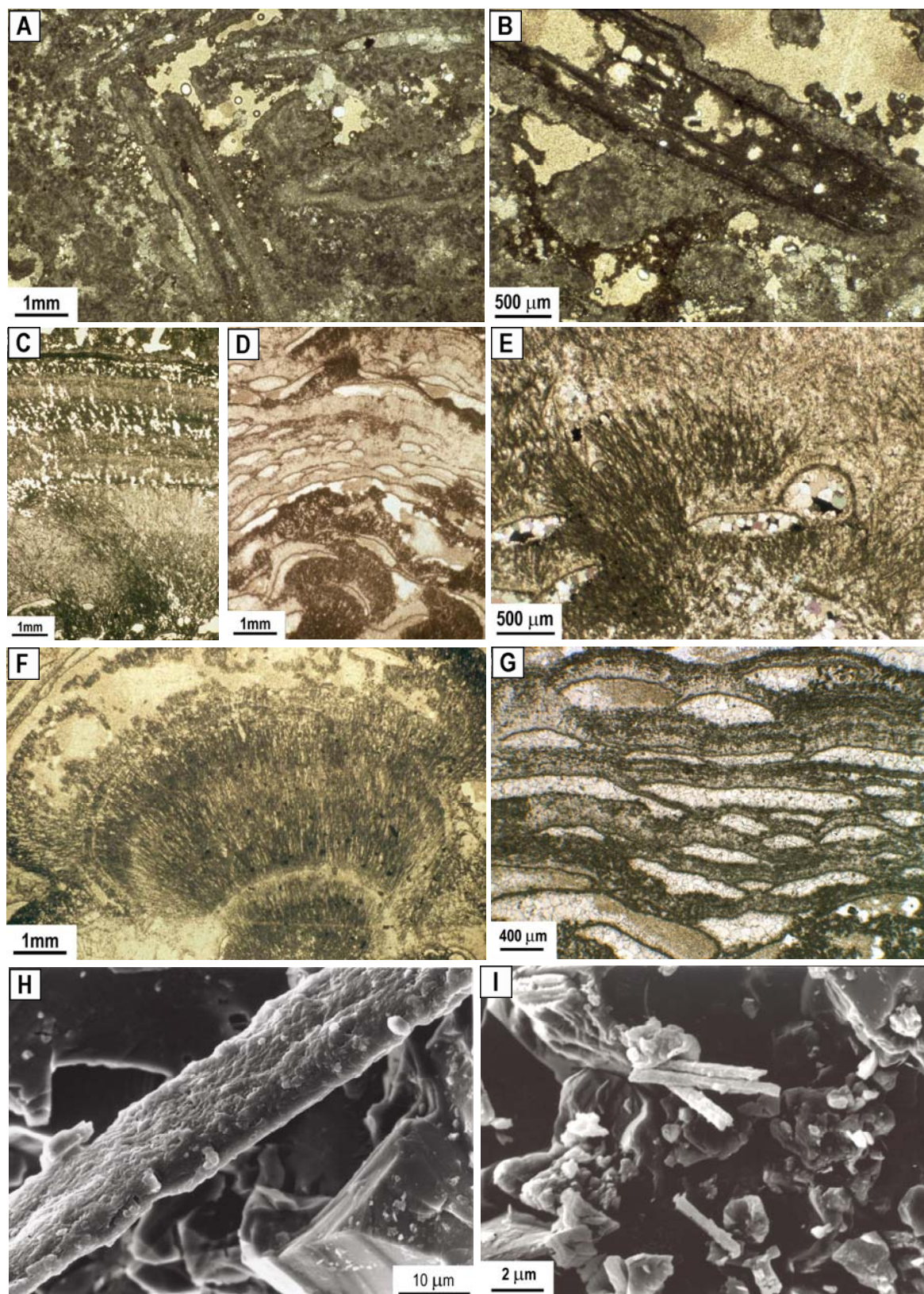


Figura 3.17: Aspectos de microscopio óptico y electrónico de las facies de Calizas bioclásticas de tallos y de Calizas de tallos verticales. A y B: fitoclastos recubiertos por carbonato; C y D: envueltas carbonatadas laminadas que recubren los tallos verticales; E y F: formas microbianas filamentosas; G: geometrías lenticulares rellenas de esparita; H: detalle de un filamento calcitizado; I: diatomeas dispersas entre la micrita.

Ford y Pedley, 1996; Sanz-Rubio *et al.*, 1996).

Se trata de plantas palustres o anfibias (helófitas) que arraigan en el fondo sumergido, atraviesan con sus tallos la masa de agua y desarrollan sus láminas foliares, flores y frutos en el medio aéreo (Arbo *et al.*, 2002). Así, la precipitación de carbonato cálcico se produce solamente en la parte de la planta sumergida en el agua, mayormente los tallos.

La precipitación del carbonato, esencialmente calcita, mayormente sería causada por el descenso de CO₂ del medio inducido por la actividad fotosintética, tanto de las plantas superiores como de bacterias, cianobacterias y también algas filamentosas que pueden colonizar la parte sumergida de los tallos. Sin embargo, en algunos casos, las envueltas carbonatadas pudieron tener un origen abiótico, dada la ausencia de microorganismos fósiles.

En algunos trabajos las formas lenticulares y ovoidales rellenas de cementos esparíticos se han interpretado como cavidades generadas por la actividad de larvas de insectos (Julià, 1983; Jones y Renaut, 1996; Zamarreño *et al.*, 1997; Ramos *et al.*, 2001).

3.2.13-Facies de Estromatolitos (Ce)

En función de su morfología externa se han reconocido los siguientes tipos de estromatolitos (Arenas *et al.*, 1991):

- Tapices de bloques: se presentan como recubrimientos irregulares de relieves positivos y negativos; se han visto casos donde aparecen recubriendo acumulaciones de oncolitos. La potencia es centimétrica y su extensión lateral de orden decimétrico (fig. 3.18A y B).
- Tapices planares y ondulados: alcanzan un espesor de 7-8 cm y una extensión lateral de 30-40 cm. Las láminas son paralelas o casi paralelas, en unas ocasiones horizontales y planas y en otras onduladas. Estas últimas tienen un grosor alrededor de 0,1 cm (fig. 3.18C y D)
- Oncolitos: debido a la gran abundancia de este tipo de estromatolitos en la zona estudiada, se ha considerado oportuno diferenciarlos como una facies aparte, constituyendo así las Calizas oncolíticas, descritas previamente.

Así pues, solamente los tapices irregulares y los tapices planares se agrupan en la facies Ce. Esta facies es volumétricamente poco abundante y sólo se ha reconocido en la unidad T₈. Los tapices son de naturaleza calcárea y de color beige. Mineralógicamente están formados por calcita en su totalidad. Forman parte de paquetes tabulares de hasta 5 m y de estratos también tabulares de 0,60-1,20 m de potencia, constituidos fundamentalmente por facies de Calizas oncolíticas y, en menor proporción, Calizas bioclásticas de tallos e intraclásticas.

En los tapices planares se han observado cavidades o galerías muy apretadas situadas entre láminas sucesivas y cuyo desarrollo se produce paralelo a la laminación del estromatolito. Estas cavidades en sección transversal tienen geometrías elipsoidales y ovoidales de 0,2 a 0,3 mm y en

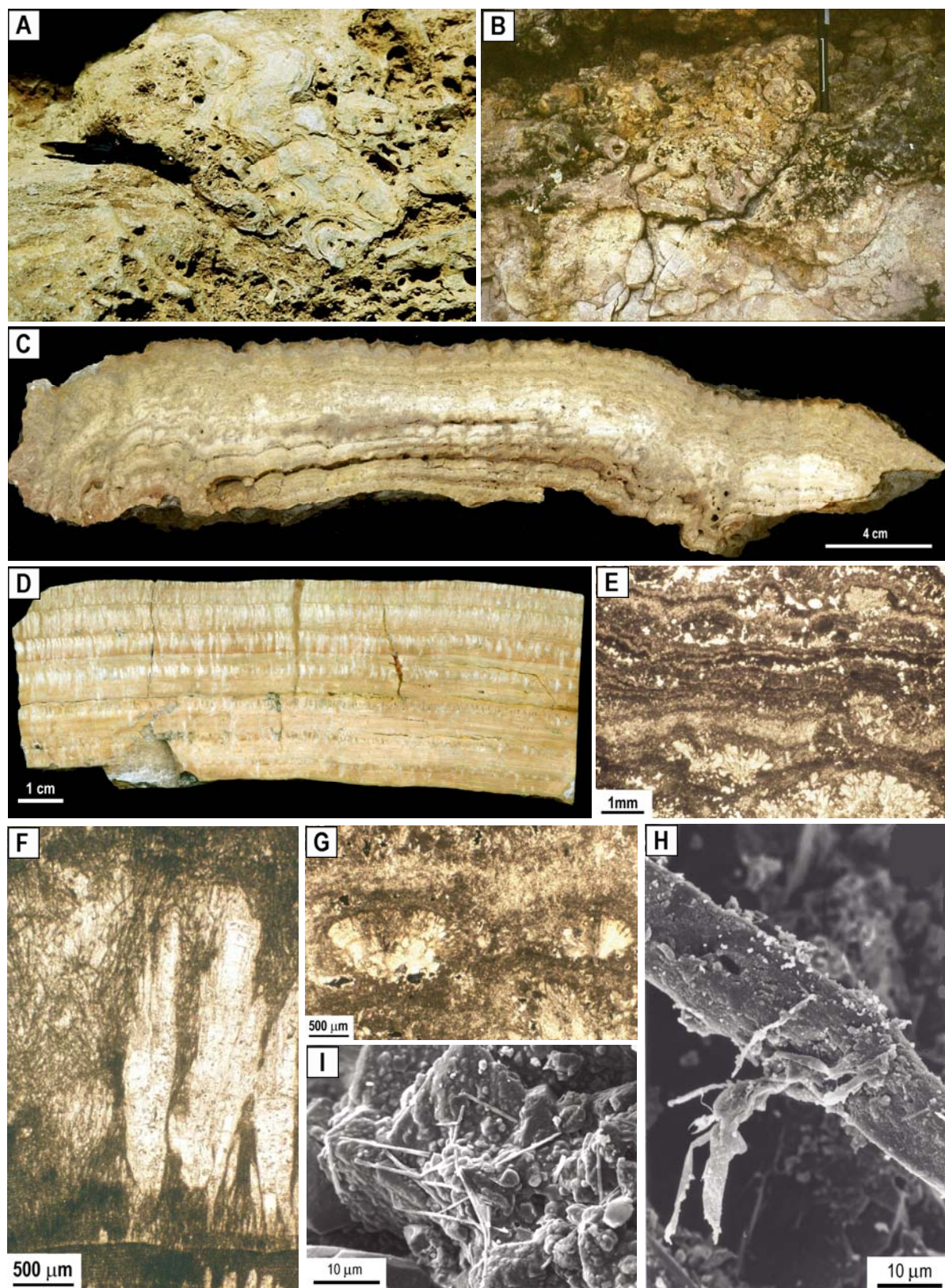


Figura 3.18: Aspectos de campo y microscópicos de las facies de Estromatolitos. A y B: recubrimientos estromatolíticos irregulares (incrustaciones de bloques); C y D: secciones pulidas de incrustaciones planares; E: alternancia de láminas claras y oscuras; F y G: detalle de formas filamentosas arborescentes (F) y dómicas (G); H: detalle de un filamento calcitizado; I: agrupación de diatomeas pennadas y formas bacterianas tipo coco recubriendo los cristales de carbonato.

sección longitudinal tienen aspecto de canales curvos que se cruzan y cortan unos a otros con longitudes máximas de 5-7 mm.

Características microscópicas:

Se han realizado varias láminas delgadas de secciones de estromatolitos. En ellas se ha observado que están formados por una alternancia de láminas claras y oscuras de calcita micrítica y esparítica (fig. 3.18E). La forma de estas láminas es variada pudiendo ser lisas y paralelas entre sí, con grosores desde 0,3 a 1 mm, o bien onduladas y con variaciones laterales de espesor de 0,5 a 1 mm. En el caso de las láminas onduladas, su geometría es debida a que el sustrato sobre el que crecen es irregular, así como a la incorporación de otros elementos durante su crecimiento: intraclastos, fragmentos de tallos,...

En ambos casos se ha observado la presencia de formas filamentosas que se disponen perpendiculares o subperpendiculares a la laminación y que pueden aparecer dispersas y aisladas, agrupadas formando ramilletes (fig. 3.18F) o constituyendo domos o hemiesferas (fig. 3.18G). Cuando aparecen agrupados representan formas coloniales de cianobacterias, cuya composición ha sido sustituida por esparita; recuerdan al género actual *Rivularia*.

Es frecuente la recristalización de la micrita a esparita. El avance de este proceso parece estar controlado por la disposición inicial de las formas microbianas filamentosas (fig. 3.18F y G).

De igual forma que en las envueltas de tallos, en algunos estromatolitos se han distinguido formas ovaladas situadas entre dos láminas, huecas o rellenas de esparita. La altura de estas cavidades oscila entre 0,2 y 0,5 mm, mientras que su extensión lateral es mucho más variable, entre 0,2 y 1 mm.

Para completar el estudio de esta facies se han observado varias muestras de estromatolitos con microscopio electrónico. Se ha visto la presencia de filamentos calcitizados aislados curvos y con la superficie rugosa (diámetro entre 10-20 μm y longitud de aproximadamente 300 μm , fig. 3.18H). Como puede verse en la fotografía 3.18 I los cristales de carbonato pueden aparecer recubiertos de formas ovaladas y esféricas que recuerdan morfologías bacterianas (con diámetros de 1,5 a 2 μm); en esta misma imagen, se observa un gran número de diatomeas pennadas (longitud de 8-10 μm).

Interpretación:

Los estromatolitos no concéntricos se han descrito en numerosos ejemplos de sedimentación lacustre carbonatada (Anadón y Zamarreño, 1981; Casanova, 1985; Arenas *et al.*, 1993b; Arenas, 1993; Freytet y Verrecchia, 1998) y, menos comúnmente, fluvial (Ordóñez y García del Cura, 1983). En la mayoría de los casos, su desarrollo se produce en áreas someras, generalmente marginales, sin excesiva agitación o en los periodos de calma entre eventos energéticos, en donde o durante los cuales, microorganismos como cianobacterias y bacterias constituyen tapices sobre superficies horizontales o relieves irregulares dando lugar a tapices o biohermos. La actividad fotosintética de esos organismos sería responsable, al menos parcialmente, de la precipitación de calcita.

Las galerías y cavidades observadas tanto en muestra de mano como en microscopio óptico,

se han interpretado por muchos autores como generadas por la actividad de larvas de insectos (Juliá, 1983; Jones y Renaut, 1996; Zamarreño *et al.*, 1997; Ramos *et al.*, 2001).

3.2.14-Facies de Calizas intraclásticas (Ci)

Estas calizas son de color beige y ocre, aunque de forma ocasional también pueden ser rosas, rojas, grises, marrones o amarillas. Se localizan preferentemente en la unidad superior de la Muela de Borja (UTS T₈). Se disponen en estratos tabulares con bases y techos que pueden variar desde subhorizontales a fuertemente irregulares, con ondulaciones y geometrías cóncavas de orden decimétrico. La potencia de los estratos oscila entre 0,15 y 1,60 m (fig. 3.19A). Excepcionalmente se han reconocido depósitos con geometrías canaliformes y cuneiformes que alcanzan potencias máximas de 5,5 a 6 m de potencia (depósito de Arbolitas, ver figura 3.30 más adelante).

La composición mineralógica de estas facies está formada casi en su totalidad por calcita, junto con proporciones menores de cuarzo (1-2%).

Texturalmente son *rudstones* con matriz y *floatstones* de intraclastos. Los intraclastos son granos micríticos masivos y fragmentos de estromatolitos no concéntricos y de oncolitos (fig. 3.19B y C); junto a ellos y en menores proporciones, aparecen oncolitos enteros, *coated grains*, tallos fragmentados, gasterópodos, ostrácodos y otros bioclastos.

Los intraclastos de carbonato micrítico presentan colores variados: beiges, negros, grises, marrones y amarillos. Tienen un tamaño máximo representativo de 4-5 cm y varían desde bien redondeados hasta angulosos. Los fragmentos de estromatolitos, con colores beiges y rosas, tienen unas dimensiones de 3 a 7 cm, medidas a lo largo de su eje mayor (fig. 3.19C). Sin embargo, de forma ocasional pueden encontrarse fragmentos que alcanzan hasta 20 cm (por ejemplo, en el perfil de Bracicos). Por otro lado, los fragmentos de oncolitos tienen tamaños menores, 2-3 cm de diámetro máximo, y se diferencian de los anteriores en que conservan, por lo menos parcialmente, su disposición concéntrica.

Prácticamente carecen de estructuras sedimentarias; sin embargo, localmente presentan estratificación horizontal originada por la alternancia de niveles centimétricos de Calizas intraclásticas y de Calizas bioclásticas de tallos rotos y/o tumbados. También ocasionalmente se ha distinguido estratificación cruzada en *sets* de aproximadamente 1 m de potencia (fig. 3.19A).

Aunque no sea una característica constante, este tipo de facies se puede encontrar bioturbada verticalmente por raíces, así como presentar perforaciones también verticales concentradas en el techo de los estratos. Es raro, pero también pueden aparecer nodulizadas.

Características Microscópicas:

En el microscopio óptico la textura varía desde *floatstone* hasta *rudstone*, siendo los términos más frecuentes *floatstone* y *rudstone* con matriz (fig. 3.19D, E y F).

Los constituyentes más abundantes son los intraclastos de micrita masiva, seguidos de fragmentos de estromatolitos no concéntricos y de oncolitos. Menos frecuentes son los oncolitos enteros y los *coated grains*. Los componentes esqueléticos están representados por escasos

fragmentos de conchas de gasterópodos y otros bioclastos no identificables debido a su alta fragmentación. En algunos casos se han observado clastos de cuarzo dispersos entre los demás componentes. La matriz es micrítica o microesparita (fig. 3.19D). Los términos descritos como *rudstone* sin matriz presentan cementos fibroso, en torno a los granos, y drúsico (fig. 3.19E y F).

Se han observado intraclastos de diferentes tipos:

- Intraclastos de pequeño tamaño (<1mm), bien redondeados y compuestos de micrita marrón masiva.
- Intraclastos de mayor tamaño (2-3 mm), varían desde subredondeados a subangulosos.

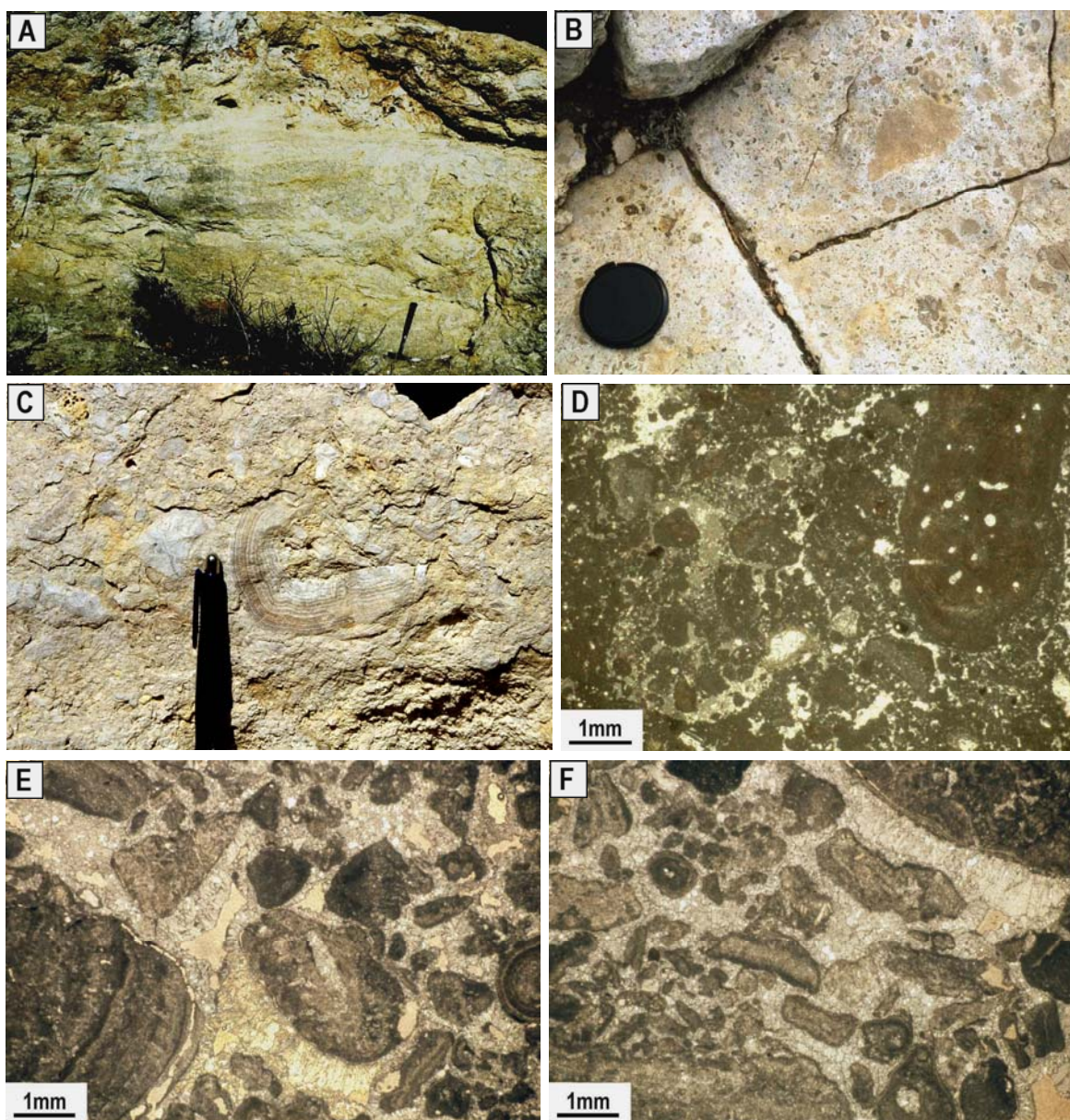


Figura 3.19: Aspectos de campo y microscopio óptico de la facies de Calizas intraclásticas. A: calizas intraclásticas con estratificación cruzada; B y C: detalles de campo; D, E y F: varios aspectos en microscopio óptico, donde se aprecia la diversa naturaleza de los intraclastos.

Están formados por micrita beige o negra, masiva o laminada; en ocasiones presentan zonas oscuras, pardo rojizas.

Puede aparecer en algunos casos bioturbación, aunque con poca intensidad. Se reconoce como zonas irregulares rellenas de microesparita de tonos amarillos y ocre, diferentes de la matriz micrítica que forma el resto de la lámina.

Los fragmentos de conchas de gasterópodos y el resto de los bioclastos se encuentran como fósiles corporales o bien sólo se aprecia su porosidad móldica.

En la lámina LT-35 (perfil de Los Traches) se reconocen procesos incipientes de microcarstificación: aparecen finas grietas irregulares que llegan incluso a cortar los intraclastos.

Interpretación:

A diferencia de la facies de Calizas masivas con rasgos pedogenéticos, donde los intraclastos presentes se generaron *in situ* por procesos de bioturbación y nodulización en áreas palustres o lacustres someras y tranquilas y donde dominaba la acumulación de micrita, en la facies de Calizas intraclásticas la presencia de intraclastos resulta de la acumulación de fragmentos carbonatados transportados, procedentes de diferentes facies, como las oncolíticas, estromatolíticas y bioclásticas. Esto implica procesos de erosión, transporte y resedimentación de facies originadas previamente. En este sentido, se interpreta que los fragmentos de calizas micríticas, oncolíticas y estromatolíticas provienen de la erosión de áreas adyacentes y el subsiguiente transporte de los clastos por corrientes superficiales, hasta zonas lacustres (Arenas, 1993; Armenteros *et al.*, 1997; Alonso-Zarza, 2003).

Cabría pensar en la existencia de eventos de fuerte oleaje en las orillas lacustres como responsables de dichos procesos, pero no existen evidencias de estructuras de oleaje en estas facies. Por el contrario, la presencia ocasional de estratificación horizontal y estratificación cruzada sería referible a episodios de avenidas.

3.3-ASOCIACIONES DE FACIES

Las facies descritas e interpretadas en el apartado anterior se asocian verticalmente en secuencias simples, de potencia métrica. Son todas ellas secuencias reales que se han observado en el campo, unas veces de forma completa y otras incompleta.

Cada una de las secuencias representa la superposición de ambientes o subambientes relacionados lateralmente. Pueden estar formadas por facies que corresponden mayoritariamente a un ambiente (lacustre, aluvial o fluvial) o bien tener carácter mixto. Dichas secuencias registran procesos de variación de la profundidad y/o las condiciones energéticas, así como la migración de las partes activas en el caso de los sistemas aluviales.

Las asociaciones verticales de facies se han representado gráficamente. Estas representaciones mantienen el estilo utilizado para los perfiles estratigráficos: en sucesivas columnas verticales se indica la potencia mínima y máxima, el color, la litología, la geometría y la textura y las estructuras sedimentarias. Los símbolos utilizados son los mismos que en los perfiles estratigráficos y aparecen explicados en la leyenda general (fig. 2.4). Junto a la representación gráfica se encuentra la sigla de las facies y la forma en que éstas se relacionan entre sí. Estas relaciones vienen representadas por una serie de símbolos que significan:

\	Base erosiva	↓↑	Alternancia
↑	Paso vertical	()	Término ocasional
↔	Paso lateral	,	Términos alternativos

A continuación, se describen e interpretan las ocho secuencias completas y las variaciones incompletas reconocidas a lo largo de las tres unidades tectosedimentarias estudiadas.

Secuencias Detríticas

3.3.1-Secuencia 1

Estas secuencias tienen un espesor variable entre 6 y 7 m, siendo la potencia de las facies integrantes también variable. Se han encontrado solamente constituyendo la base de las UTS T₇ y T₈.

La secuencia más completa (fig. 3.20) que se ha encontrado, **secuencia 1a**, comienza con una base erosiva, canaliforme, sobre la que se dispone la facies de Conglomerados lenticulares con estratificación cruzada en surco, Glc, que pasa gradualmente a areniscas. Su evolución vertical es primero granocreciente, pero el conjunto de detríticos gruesos es granodecreciente. Las Areniscas lenticulares con estratificación cruzada, Alc, presentan clastos dispersos o acumulados en la base de los *sets* de estratificación cruzada en surco. La secuencia culmina con lutitas rojas masivas, Lm, que pueden intercalar niveles de Areniscas tabulares, At.

Una variación de esta secuencia completa resulta de la ausencia de los conglomerados, de tal forma que la **secuencia 1b** queda reducida a la facies de areniscas, Alc, seguida de la facies de

Lutitas masivas, Lm (figs. 3.20 y 3.23A). Las areniscas, en este caso, además de estratificación cruzada en surco, presentan estratificación cruzada de relleno de canal y planar.

Otra variación viene dada por la desaparición total del paquete detrítico basal: la **secuencia 1c**. En este caso queda reducida básicamente a la sucesión de Areniscas tabulares (At) de grano fino a medio, afectadas en ocasiones por bioturbación y/o nodulización, seguidas de un nivel más o menos potente de Lutitas masivas (Lm). En realidad la superposición de estas secuencias constituye alternancias de At y Lm muy frecuentes a techo de la unidad T₇.

Un caso mucho menos frecuente lo constituye la **secuencia 1d**. Esta secuencia se inicia también con la facies de Areniscas tabulares, pero comúnmente de grano medio a grueso, incluso con niveles de clastos, base erosiva y superficies erosivas internas oblicuas. A techo de la secuencia la facies de Lutitas masivas alterna con la de Areniscas lenticulares, que se presenta como cuerpos discretos de tamaño de grano medio (fig. 3.5B).

Interpretación:

Estas secuencias se interpretan como propias de una dinámica fluvial. La secuencia 1a corresponde a cursos poco sinuosos cuyo relleno se produce por acrecimiento vertical debido a la migración de barras de crestas sinuosas por el fondo de los canales. Dicho relleno refleja un decrecimiento de las condiciones de energía del flujo con el tiempo, y finalmente la migración del canal activo y el paso a condiciones de sedimentación de las llanuras lutíticas.

La interpretación para la secuencia 1b es similar, aunque la ausencia de conglomerados implica condiciones menos energéticas.

Este tipo de secuencias es común en sectores proximales-medios y medios de sistemas aluviales de largo desarrollo longitudinal, que comúnmente se asignan a sistemas de alta eficacia de transporte (Díaz-Molina *et al.*, 1985; Arenas *et al.*, 1989; Colombo, 1992, etc.).

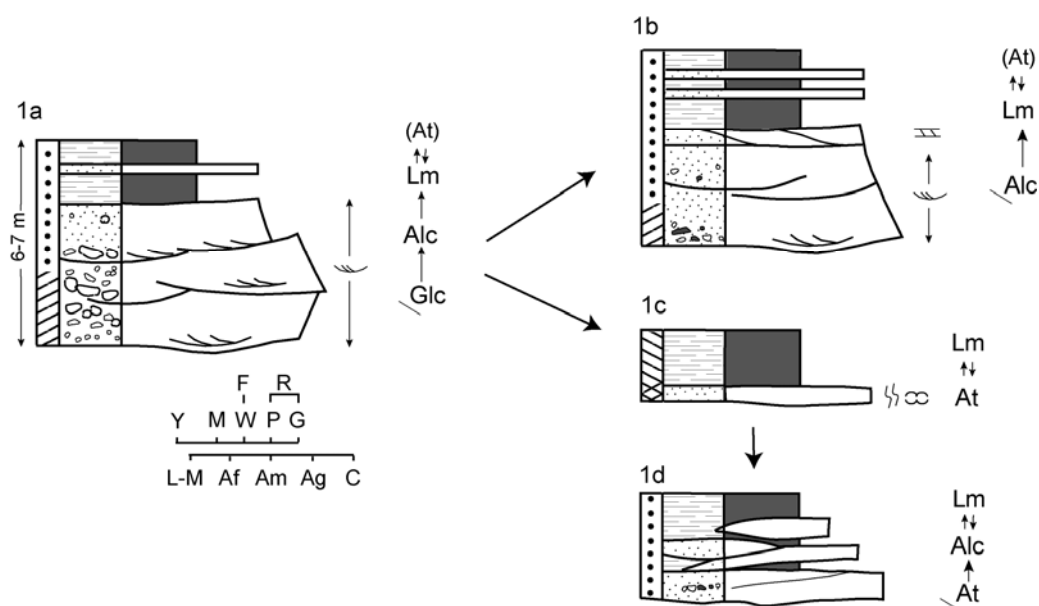


Figura 3.20: Secuencia 1a y sus variaciones incompletas (1b, c y d).

La secuencia 1c, como integrante básico de potentes alternancias entre At y Lm, muestra un dominio de las condiciones de llanura aluvial distal, donde alternan los momentos tranquilos de decantación de las facies lutíticas con las avenidas laminares que depositan los niveles arenosos (Meléndez y López-Gómez, 2003; Guidi *et al.*, 2005).

Por último, la secuencia 1d representa un proceso multiepisódico de inundación de la llanura aluvial desde un canal próximo, dando lugar a un complejo de lóbulos de derrame de bajo relieve. Los cuerpos de Areniscas lenticulares corresponden a los depósitos que compensan las depresiones interlóbulos en sucesivos desbordamientos.

3.3.2-Secuencia 2

Estas secuencias tienen una potencia aproximada de 1 m. Solamente se han reconocido en la unidad T₈, en el perfil de Matamala, situadas hacia la mitad del mismo.

La secuencia (figs. 3.21 y 3.23B) comienza con lutitas masivas de color rojo, Lm. El paso hacia la facies de Conglomerados tabulares granocrecientes, Gtgc, puede ser gradual o neto. En

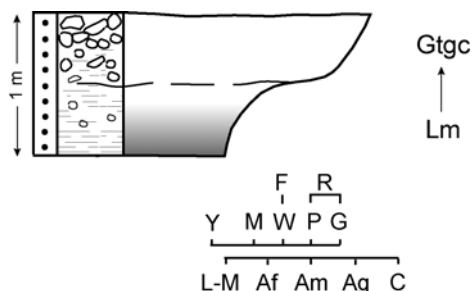


Figura 3.21: Secuencia 2.

el primer caso, las lutitas contienen clastos calcáreos angulosos dispersos. Su tamaño, que comienza siendo milimétrico, y su número aumentan de forma más o menos gradual hasta pasar a la facies Gtgc suprayacente. En el segundo caso, si bien las lutitas pueden contener clastos con las características descritas, el contacto con Gtgc es neto, según una superficie irregular.

En ambos casos, los conglomerados con facies Gtgc se disponen en cuerpos tabulares de 0,35 a 0,80 m de potencia y carecen de estructuras sedimentarias internas. Su evolución vertical es granocreciente, comúnmente con clastos mucho más groseros que el resto en el techo de la secuencia.

Interpretación:

La secuencia representa la sedimentación de mantos de gravas sobre llanuras lutíticas. En conjunto, obedece a la sedimentación que tiene lugar a partir de flujos laminares que resultan del desconfinamiento de flujos canalizados aguas arriba. En este contexto, los mantos de gravas corresponderían a episodios de *flash flood* y la secuencia 2 a depósitos de abanicos aluviales que alcanzarían áreas anteriormente de sedimentación fluvio-lacustre.

Secuencias similares, a veces correspondientes a depósitos con geometría de lóbulos, han sido descritas por Allen (1981), Pérez (1989) y Arenas (1993) en sectores proximales de abanicos aluviales de corto desarrollo longitudinal y, generalmente, de baja eficacia de transporte.

Secuencias Mixtas Detrítico-Carbonatadas

3.3.3-Secuencia 3

Estas secuencias tienen una potencia variable, pudiendo alcanzar 10,5 m. El espesor de las facies integrantes es variable. Se han encontrado preferentemente en la parte superior de la unidad T₇.

La secuencia más completa (fig. 3.22 y 3.23C) que se ha encontrado, **secuencia 3a**, comienza con cuerpos arenosos con geometrías sigmoidales en sección longitudinal, facies As, que alternan con niveles centimétricos tabulares, con bases y techos ondulados, de lutitas grises laminadas, Lm, y con arenas y limos con laminación paralela y ripples simétricos a techo, At,.

A continuación se dispone la facies de Margas masivas, Mm, que pueden incluir niveles carbonosos centimétricos a decimétricos de potencia, C. Tanto en las margas como en los niveles carbonosos se encuentran restos enteros y fragmentados de gasterópodos y dientes de peces.

La secuencia termina con calizas tabulares con fina laminación paralela que incluyen abundantes restos de gasterópodos y carofitas, facies Cbg (fig. 3.23D).

Se han reconocido dos variaciones incompletas de la secuencia 3a (fig. 3.22) que resultan de la ausencia total o parcial de los términos detríticos inferiores de la secuencia; estas dos secuencias incompletas son más abundantes que la secuencia completa.

- **Secuencia 3b:** cuando faltan las arenas con cuerpos sigmoidales, y entonces la secuencia queda reducida a lutitas (Lm) que pueden presentar intercalaciones de la facies At. Evolucionan en la vertical a margas (Mm) de colores beige y blancos, pero que localmente pueden presentar niveles carbonosos más oscuros con alto contenido en restos fósiles (gasterópodos enteros y fragmentados, oogonios de carofitas e incluso fragmentos óseos). Por último, aparece la facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos (Cbg).
- **Secuencia 3c:** resulta de la ausencia de los términos detríticos, y así queda reducida a la facies de Margas masivas (Mm), con o sin intercalaciones carbonosas, y de Calizas

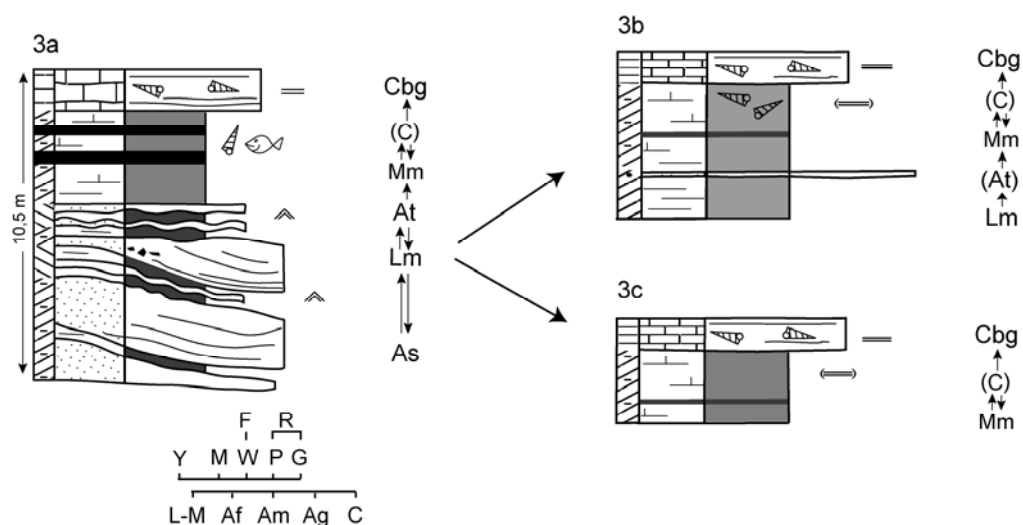


Figura 3.22: Secuencia 3a completa y sus variaciones incompletas (3b y c).

bioclásticas de gasterópodos (Cbg).

Interpretación:

Esta secuencia se interpreta como formada por cursos fluviales que, al alcanzar cuerpos de agua permanentes, depositan su carga constituyendo lóbulos arenosos. En los momentos de máxima descarga se produce la formación de los lóbulos arenosos, facies As; posteriormente la superficie del lóbulo arenoso puede ser retrabajada formándose pequeños ripples simétricos a techo de los cuerpos arenosos. A continuación, y durante episodios de menor energía se produce la decantación del material en suspensión generándose así la facies de Lutitas laminadas, e incluso, si hay cierto aporte de arenas finas y limos se formarán intercalaciones arenosas laminadas, At, que pueden presentar igualmente ripples simétricos a techo de los niveles.

Los niveles lutíticos laminados son susceptibles de ser erosionados, fragmentados y resedimentados durante la formación del siguiente lóbulo deltaico, como evidencia la presencia de clastos angulosos de lutitas en el interior de los cuerpos arenosos.

A continuación, se produce el inicio de la expansión lacustre con el depósito de las facies margosas. En áreas algo más restringidas, con menor lámina de agua y donde se desarrollaría abundante vegetación y/o acumularían sus restos, se producirían las facies carbonosas. La secuencia concluye con la implantación de condiciones lacustres verdaderas con el desarrollo de importantes praderas de carofitas y la presencia de abundantes gasterópodos.

Las secuencias incompletas (3b y 3c) se formarían en zonas lacustres marginales no directamente afectadas por las desembocaduras fluviales. En estas zonas se produciría la expansión de lagos someros sobre llanuras aluviales distales representadas por los depósitos de lutitas y areniscas de la base de la secuencia 3b. En áreas lacustres marginales aún menos influidas por los aportes detríticos externos, el incremento de la lámina de agua daría lugar a la secuencia 3c.

El cualquiera de las tres secuencias, el desarrollo de las facies carbonatadas típicamente lacustres señalaría un importante ascenso del nivel del agua por expansión del cuerpo lacustre. Estas condiciones son favorables para el desarrollo de gasterópodos y de importantes praderas de carofitas. El estado de conservación de estos restos fósiles evidencia condiciones de escasa agitación de las aguas, ya que los gasterópodos, aun siendo delicados, aparecen enteros. Las carofitas, que son extremadamente frágiles, sí se encuentran fragmentadas.

Secuencias similares han sido descritas por Arenas *et al.* (1989) y Soria *et al.* (1997) para momentos de expansión del sistema lacustre.

3.3.4-Secuencia 4

Estas secuencias tienen una potencia variable entre 5 y 6 m, siendo la potencia de las facies integrantes también variable. Se han encontrado preferentemente en las unidades T₆ y parte inferior de T₇.

La secuencia más completa que se ha encontrado, **secuencia 4a** (fig. 3.24), comienza con

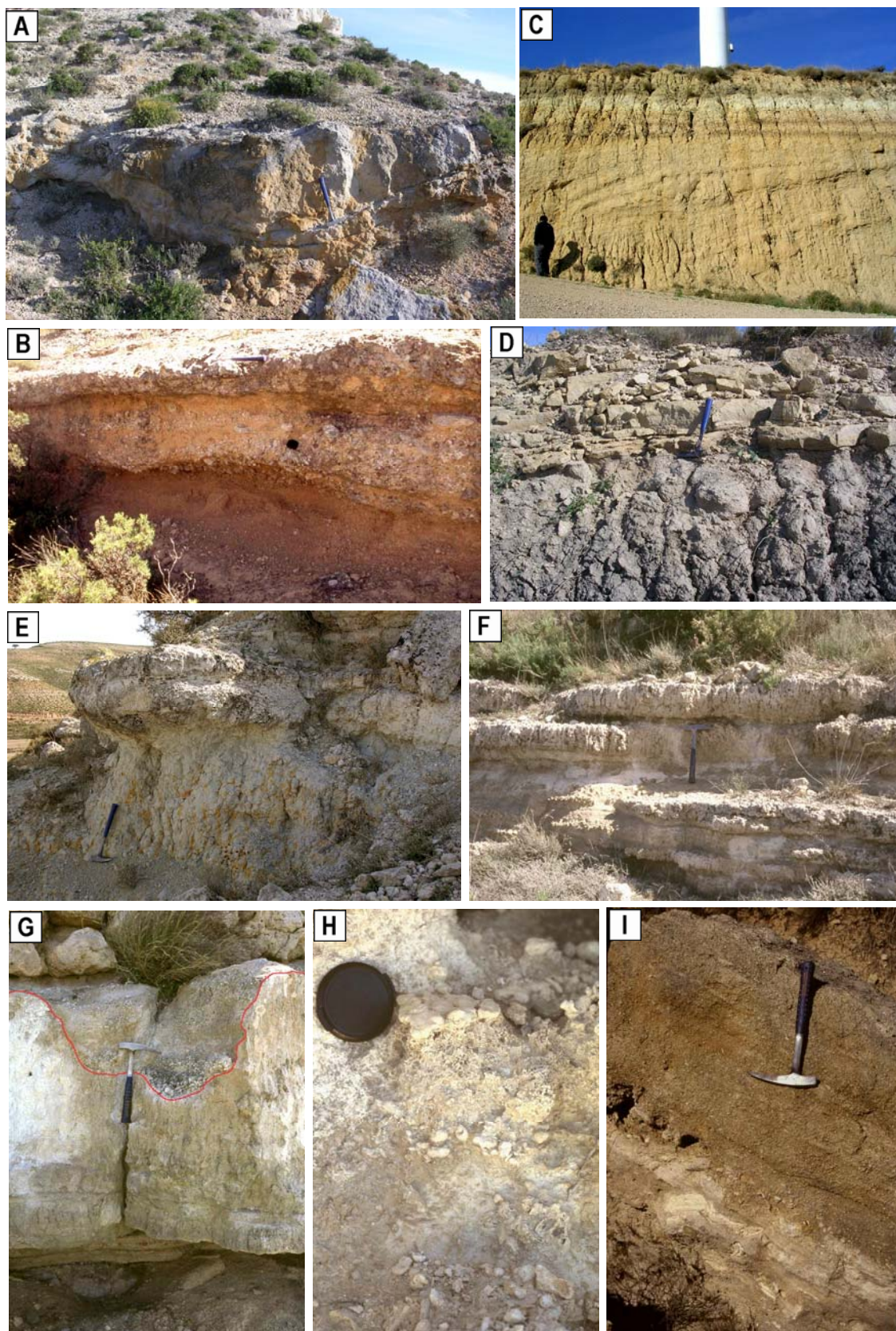


Figura 3.23: Aspectos de campo de algunas secuencias. A: secuencia 1b; B: secuencia 2; C: parte inferior de la secuencia 3a; D: parte superior carbonatada de la secuencia 3; E: secuencia 4b; F y G: secuencias 6, en G se muestra un detalle de la microcarstificación; H: recubrimientos estromatolíticos sobre Calizas oncolíticas (secuencia 7) ; I: parte inferior (Calizas intraclásticas y oncolíticas) de la secuencia 8a.

Lutitas masivas o laminadas, facies Lm, que frecuentemente presentan intercalaciones tabulares de areniscas laminadas, At, y que pasan gradualmente a Margas masivas o laminadas, Mm y MI. Las margas desarrollan importante bioturbación por raíces y presentan nódulos carbonatados.

A continuación, aparece la facies de Calizas masivas bioturbadas y nodulizadas, Cmb y Cmn, que constituye paquetes tabulares formados por cuerpos también tabulares o lenticulares. Es frecuente que estos niveles carbonatados presenten otros rasgos como brechificación, silicificación o marmorización.

Se han encontrado dos variaciones de esta secuencia que resultan de la ausencia de alguno de los términos y de la distinta intensidad en el desarrollo de los rasgos pedogenéticos:

- **Secuencia 4b:** cuando faltan los términos detríticos inferiores, es decir, la secuencia se reduce a Mm y MI seguidas de Cmb y Cmn (fig. 3.23E). Es la asociación más abundante. Localmente, las facies de Mm y MI pueden pasar lateralmente de forma gradual a Calizas oncolíticas. En estos casos, la facies Co corresponde a *floatstones* y *rudstones* de oncolitos de forma esférica o subsférica (fig. 3.11B) y matriz micrítica, que pueden llegar a ocupar la mayor parte del intervalo margoso de la secuencia.
- **Secuencia 4c:** en este caso también faltan los términos detríticos, pero difiere de la secuencia 4b en que la formación de nódulos en la facies de Margas es intensa, llegando a formarse niveles discontinuos de calizas nodulosas intercalados dentro de los conjuntos margosos. Por otro lado, el término de Calizas masivas, Cmb, se caracteriza por la presencia de sílex en forma de nódulos o masas irregulares que ocupan la mayor parte del nivel carbonatado.

Interpretación:

En conjunto, esta secuencia registra una expansión lacustre durante la cual se depositan las facies de margas y calizas masivas sobre las lutitas y areniscas laminadas generadas en los sectores distales de abanicos aluviales. La secuencia termina con la retracción lacustre y consiguiente

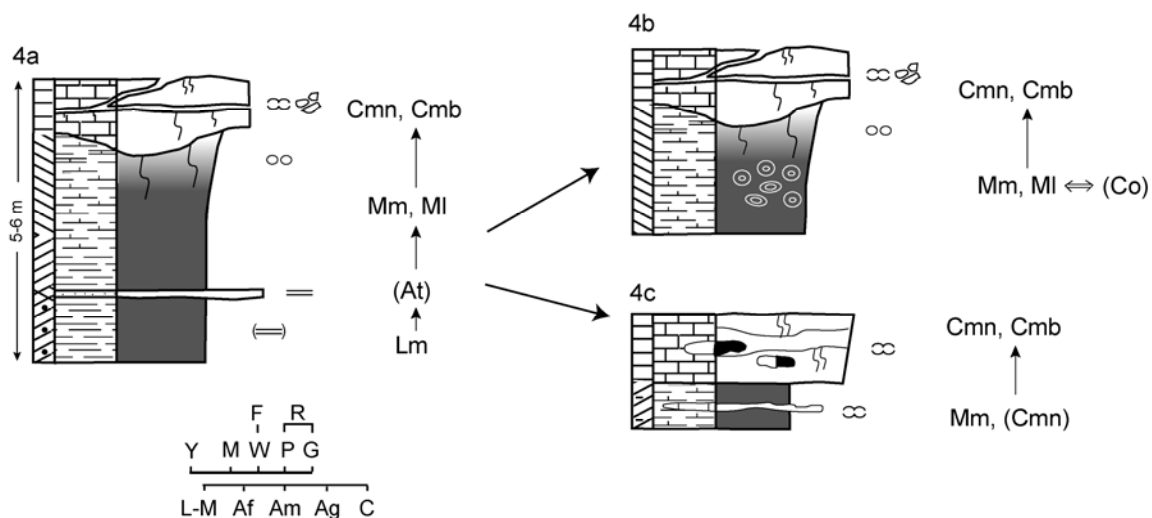


Figura 3.24: Secuencia 4a completa y sus variaciones incompletas (4b y c).

implantación de condiciones palustres que suponen la desecación del sedimento y el desarrollo de procesos edáficos. Secuencias similares han sido descritas por Arribas (1986a y b), Pérez (1989), Arenas (1993) y Armenteros *et al.* (1997).

La secuencia muestra un progresivo ascenso y posterior estabilización o descenso del nivel del agua. A la llanura aluvial, en la que predomina la decantación de lutitas, llegarían flujos laminares que depositarían los niveles arenosos tabulares y que implicarían episodios de ascenso del nivel acuoso. Con el nivel de agua en ascenso progresivo, continuaría la decantación de lutitas cada vez con mayor contenido en carbonato, para terminar con la sedimentación de margas y calizas masivas ya en condiciones lacustres someras, donde se desarrollaría vegetación. La función de la vegetación (efecto *baffle*) debió ser determinante en la generación de extensos montículos y cuerpos lenticulares (fig. 3.9A y B), cuyo relieve proporciona una visión de la geometría de los márgenes lacustres y de la profundidad de los cuerpos de agua: en algunos puntos del sistema, durante el depósito de las unidades T₆ y T₇, ésta superaba con creces los 3 m, que se alcanzaban a través de un talud con pendientes próximas a los 30°.

El depósito de las facies carbonatadas está condicionado por una desecación progresiva que a techo de la secuencia se hace máxima, llegando a mostrar gran variedad de rasgos pedogénéticos (bioturbación por raíces, generación de nódulos carbonatados y formación de brechas por fracturación del sedimento; estos fenómenos pueden ir acompañados y/o sucedidos por recristalización del sedimento carbonatado y precipitación de yeso lenticular y sílex).

Las variaciones 4b y 4c corresponden a sectores donde la influencia detrítica es prácticamente nula y, por tanto, son secuencias propias de áreas lacustres someras con gran influencia palustre. Las diferencias entre ambas secuencias se deben al diferente grado de pedogénesis alcanzado. Las secuencias 4b muestran rasgos de bioturbación por raíces y desarrollo de nodulización; mientras que las secuencias 4c muestran débil nodulización en los niveles calizos y formación de nódulos carbonatados en la parte margosa de la secuencia, cuya agrupación, cuando son muy abundantes, puede generar horizontes irregulares y discontinuos. Además, en esta variación es frecuente la presencia de nódulos de sílex centimétricos e incluso la silicificación de la mayor parte del nivel carbonatado.

Las secuencias 4b se explicarían como resultado de la somerización progresiva desde un ambiente lacustre tranquilo, donde se formarían margas laminadas, que evolucionaría hacia condiciones más someras donde las margas estarían bioturbadas. Comenzarían a formarse, entonces, los niveles carbonatados con geometrías tabulares si el lago era todavía suficientemente extenso o lenticulares si se trataba de zonas marginales del lago o de pequeñas charcas muy someras. En ambos casos, la presencia de bioturbación indicaría la existencia de vegetación. Al morir las plantas, las grietas dejadas en el sedimento por sus raíces facilitarían la nodulización del sedimento, que sería mucho más acusada en caso de producirse varios ciclos de humectación/secado.

Sin embargo, las secuencias 4c se caracterizan por la presencia de sílex en su parte superior. Esta situación de formación de sílex en los términos finales de secuencias lacustres de somerización ha sido descrito por varios autores (Mouline, 1983; Bustillo, 1984; Arribas y Bustillo, 1985). Se trata de secuencias somerizantes desde zonas lacustres bien desarrolladas donde se generarían las margas

hasta zonas donde la lámina de agua llega a ser muy pequeña debido a la desecación. En estas situaciones, la concentración de sílice en el agua es alta y se puede producir la silicificación a partir de los fluidos intersticiales atrapados en el sedimento carbonatado. La presencia de materia orgánica (p. ej., restos vegetales que han bioturbado el sedimento) desempeña una función importante debido a que durante su descomposición se produce la acidificación de las aguas, y por tanto, se favorece la disolución de la calcita y la precipitación de la sílice. La infiltración de esta agua cargada en carbonato produciría el desarrollo de los nódulos carbonatados presentes en la parte margosa de la secuencia que pueden llegar a coalescer, generándose así los horizontes discontinuos citados con anterioridad para la secuencia 4c (Freytet, 1973).

3.3.5-Secuencia 5

Estas secuencias tienen un espesor que varía desde 0,30 hasta 3 m. Aunque es una secuencia poco frecuente se ha distinguido en las tres unidades estudiadas (T₆ a T₈).

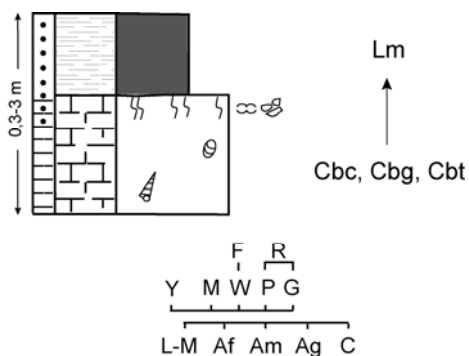


Figura 3.25: Secuencia 5.

La secuencia (fig. 3.25) comienza con la facies de Calizas bioclásticas pudiendo encontrarse cualquiera de las tres subfacies: de carofitas, Cbc, de gasterópodos, Cbg, y de tallos, Cbt. Son calizas beige y ocre que se hacen rosas y rojizas hacia el límite con la facies suprayacente. En esta zona de cambio de color es frecuente que aparezca bioturbación e incluso nodulización y brechificación. Por encima, culminando la secuencia, se sitúa la facies de Lutitas masivas, Lm, de color rojo y marrón.

Interpretación:

La secuencia representa una somerización progresiva, desde ambientes lacustres donde vivían carofitas y gasterópodos y donde se acumularían fragmentos de tallos, hasta ambientes palustres, llegando a mostrar rasgos pedogenéticos, y finalmente la instalación de una llanura aluvial distal.

3.3.6-Secuencia 6

Estas secuencias tienen un espesor variable entre 2,5 y 3 m. Las facies integrantes tienen potencias variables entre 0,2 y 1 m. Se reconoce exclusivamente en la unidad T₈.

La secuencia más completa (fig. 3.26) que se ha encontrado, **secuencia 6a**, comienza con la facies de conglomerados masivos sin evolución definida, Gtm, cuya base es una superficie erosiva localmente canaliforme o bien, al igual que el techo, plana con irregularidades de detalle.

Sobre la facies anterior, cuya presencia es más bien ocasional, se encuentra la facies de Calizas oncolíticas, Co, en la que los oncolitos pueden mostrar esporádicamente un aumento de

tamaño hacia el techo. Cuando esta facies constituye el inicio de las secuencias (secuencia 6b, fotografía 3.23F) muestra bases erosivas suaves o fuertemente irregulares en detalle, correspondientes, en este caso, al relleno de microcarstificaciones del techo de la secuencia subyacente (fig. 3.23G). Acompañando a las Calizas oncolíticas se presenta la facies de Calizas bioclásticas de tallos, Cbt, que, aunque menos frecuente, puede llegar a sustituirla totalmente.

Por encima, se sitúa la facies de Margas, tanto masivas (Mm) como laminadas (MI) que pasan verticalmente a la facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos, Cbg. En el techo de los estratos, esta facies presenta cavidades subverticales y bioturbación débil, así como microcarstificación y superficies de oxidación en algunos casos.

Se han encontrado variaciones de esta secuencia completa, que resultan de la ausencia de uno o más términos:

- **Secuencia 6b:** se genera cuando falta el término conglomerático y entonces la secuencia queda reducida a Co que pasan en la vertical a Margas y a Cbg (fig. 3.23F).
- **Secuencia 6c:** faltan las facies Gtm y Co, entonces la secuencia se reduce a Mm o MI que pasan en la vertical a Cbg.

Interpretación:

El inicio de la secuencia 6a representa un episodio de inundación excepcional o *flash flood* que supone la erosión del sustrato y posterior depósito de la carga conglomerática en forma de mantos (*sheet deposits*). Estos episodios implican la progradación de los sistemas aluviales correspondientes. Paralelamente, estos eventos de descarga máxima conllevan un ascenso notable del nivel de base del sistema sedimentario. En estas condiciones, y tras el depósito de la facies Gtm, se registra un desarrollo importante de facies oncolíticas, formadas preferentemente en cursos fluviales amplios, aunque también en las zonas lacustres marginales asociadas a éstos y sometidas a agitación. La asociación con la facies Cbt señala la erosión de zonas palustres previas.

A continuación, y ya en situación de nivel de base más alto, se produce un episodio de sedimentación en condiciones más tranquilas y profundas, representado por las facies margosas

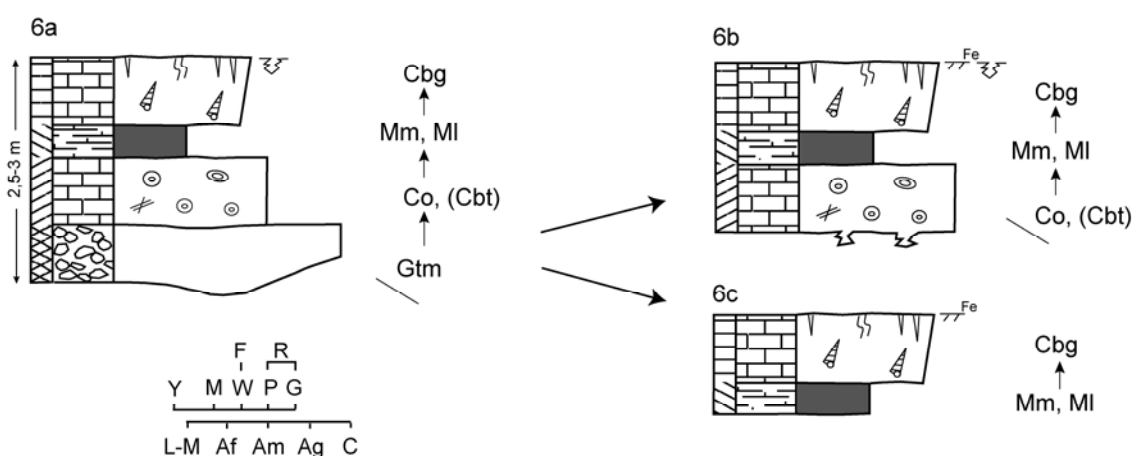


Figura 3.26: Secuencia 6a completa y sus variaciones incompletas (6b y c).

(término de campo). Estas facies marcan el comienzo de la sedimentación lacustre propiamente dicha en áreas internas. La estabilización y, eventualmente, el descenso posterior de la lámina de agua da paso a situaciones lacustres más someras y/o marginales, en las que se formaría la facies Cbg, y finalmente se llegaría al establecimiento de condiciones palustres con instalación de una cubierta vegetal y desecación, que evidencia la colmatación del área lacustre.

En definitiva, la secuencia refleja un proceso de expansión-profundización a partir de una inundación aluvial, seguido por otro de somerización (M→Cbg) lacustre.

Las secuencias incompletas resultan de la inexistencia o falta de registro material, en algunas partes del sistema sedimentario, de alguno de los procesos o ambientes descritos. Por ejemplo, la ausencia de Gtm en la secuencia 6b podría indicar que los eventos de *flash flood* que transportaban gravas o bien no existieron o bien fueron menores y su representación como facies Gtm no alcanzó las áreas de sedimentación de esta secuencia; en este último caso, la base de la secuencia reflejaría la llegada de aportes a través de un sistema fluvial en el que se generan oncolitos; su significado es pues el de inundación inicial y ascenso del nivel de base, como en la secuencia 6a, pero en condiciones de menor energía.

La secuencia 6c representa la sedimentación en áreas lacustres no influenciadas por los procesos fluviales.

Secuencias Carbonatadas

3.3.7-Secuencia 7

Estas secuencias tienen un espesor variable entre 1 y 3 m. Las facies integrantes tienen potencias variables entre 0,30 y 1,20 m. Se reconoce exclusivamente en la unidad T₈.

La secuencia más completa que se ha encontrado, **secuencia 7a** (fig. 3.27), comienza con la facies de Calizas de tallos verticales, Ctv, que lateralmente pasa a la facies de Calizas bioclásticas de tallos, Cbt. El paso de una facies a otra es frecuente en un mismo nivel.

Sobre las facies anteriores y generalmente con un contacto neto se encuentran Calizas

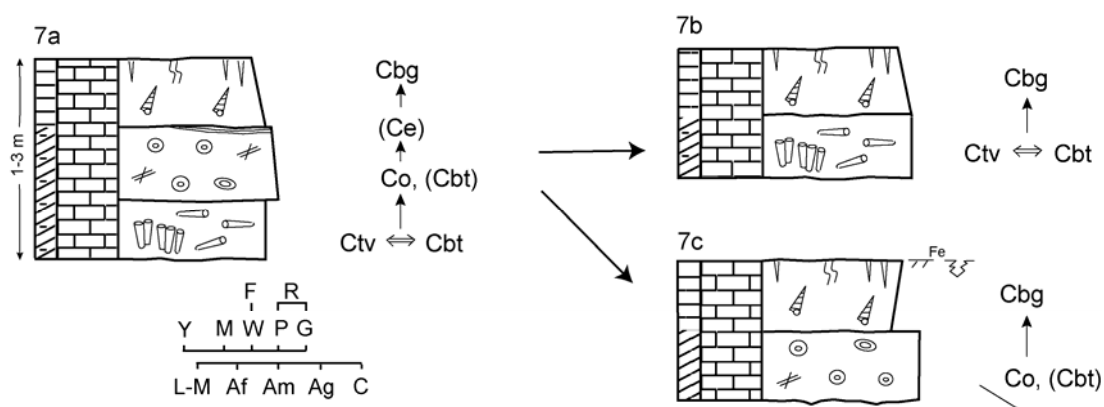


Figura 3.27: Secuencia completa 7a y sus variaciones incompletas (7b y 7c).

oncolíticas, Co, ocasionalmente con estratificación cruzada planar y de relleno de canal. En algunos casos se ha visto que los oncolitos cilíndricos disminuyen de tamaño hacia el techo. Acompañando a las Calizas oncolíticas se presenta la facies de Calizas bioclásticas de tallos, Cbt, mucho menos abundante, pero que en determinadas ocasiones pueden sustituir completamente a las oncolíticas. En algunos perfiles (Puntal del Peñasco, Vulcafrailes y Codzamarrera) se encuentran estromatolitos no concéntricos, facies Ce, sobre la facies de oncolitos (fig. 3.23H).

Unas veces de forma gradual y otras de forma más neta se pasa verticalmente a la facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos, Cbg. Se caracterizan por la presencia en el techo de los estratos de cavidades subverticales, así como de bioturbación vertical de intensidad moderada.

Una variación de esta secuencia completa es la **secuencia 7b**, que se genera cuando faltan los términos de Calizas oncolíticas y estromatolíticas; entonces la secuencia queda reducida a Ctv que pasan lateralmente a Cbt y en la vertical a Cbg.

Otra variación, la **secuencia 7c**, obedece a la ausencia de Calizas de tallos verticales y bioclásticas de tallos, así como de Calizas estromatolíticas. A techo de esta secuencia suele reconocerse, además de bioturbación, superficies de oxidación y signos de microcarstificación.

Los estratos donde se ha distinguido la secuencia 7 son en la mayoría de los casos tabulares, con bases y techos suavemente irregulares. Sin embargo, se han encontrado sitios donde la geometría de los cuerpos es prácticamente sigmoidal. Este es el caso del depósito denominado El Raso Bajo (fig. 3.28) que se localiza muy próximo al perfil de la Ermita de San Roque (coordenadas UTM aproximadas 30TXM170381).

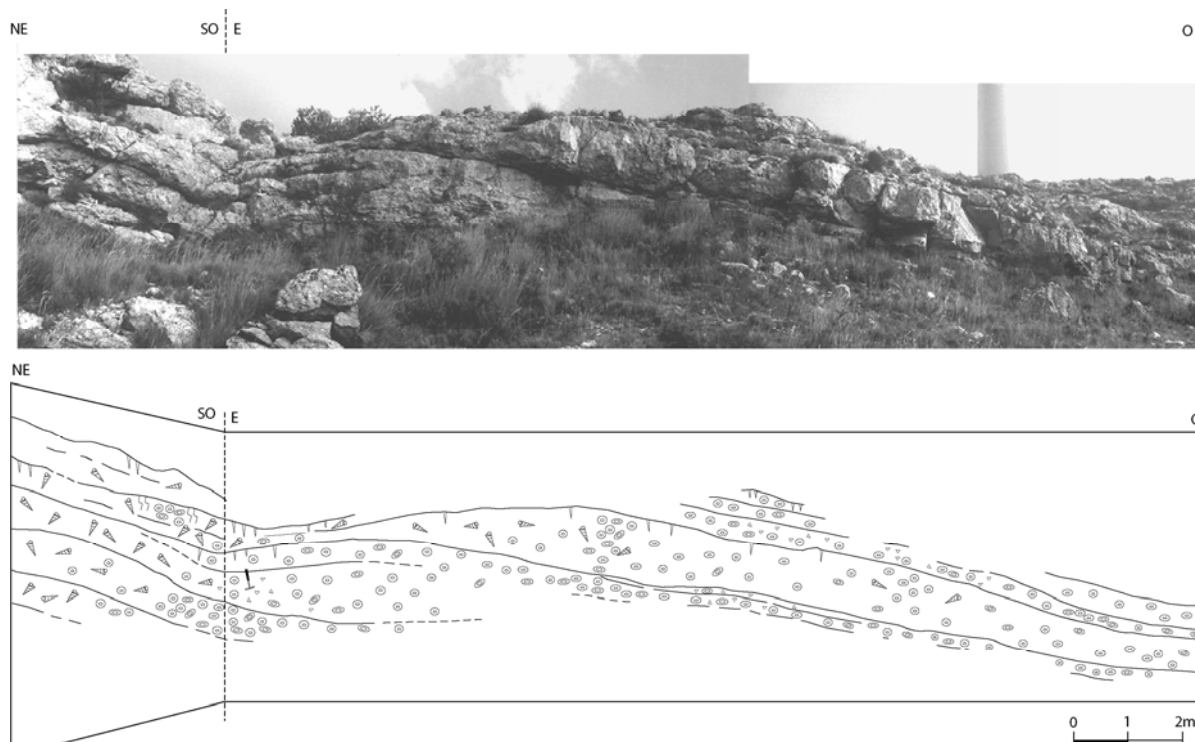


Figura 3.28: Depósito de El Raso Bajo, formado por cuerpos con geometrías próximas a sigmoidales con gran continuidad lateral. Internamente presentan una evolución lateral y vertical desde Calizas oncolíticas a Calizas bioclásticas de gasterópodos y, por tanto, se distingue la secuencia incompleta 7c.

El depósito está formado por calizas beigeas dispuestas en estratos con geometrías próximas a sigmoidales con gran continuidad lateral; su potencia máxima oscila entre 0,70 y 1,40 m y su extensión lateral es decamétrica. Estos cuerpos buzcan suavemente hacia el oeste y se suceden unos a otros en ese mismo sentido hasta componer un depósito de 20-22 m de extensión visible.

La parte más baja de estos cuerpos está constituida por la facies de Calizas oncolíticas, mientras que en la parte superior o más alta de los cuerpos está la facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos. El paso entre estas dos facies es gradual, existiendo una zona de mezcla. La evolución observada en cada cuerpo se aprecia también en la vertical del depósito y, por ello, se puede decir que en este depósito está representada la secuencia 7 en su variable incompleta 7c (fig. 3.27).

Interpretación:

Esta secuencia representa el paso de ambientes palustres con vegetación enraizada hacia condiciones fluviales o fluvio-lacustres caracterizadas por el movimiento de las aguas, y termina en un medio lacustre somero, cuya colmatación puede concluir con la instalación de una cubierta vegetal.

Así, las Calizas de tallos y las Calizas bioclásticas de tallos se forman en ambientes encharcados, en donde la vegetación hidrófila se recubre de carbonato en la parte sumergida de la planta; en momentos de avenida, los tallos se pueden romper y acumular *in situ* o en áreas adyacentes. En el último caso, estos fragmentos pueden servir de núcleos para el desarrollo de los oncolitos.

Los oncolitos se formaron en un contexto de cierta energía como revela la continuidad en las envueltas que los constituyen; además, la presencia de estratificación horizontal y cruzada planar formada por estos componentes indica que el medio no sólo es capaz de moverlos, sino también de transportarlos y organizarlos como *bed forms*, cuya migración aguas abajo sería referible a barras longitudinales de poco relieve, sin frentes de avalancha definidos, y, en ocasiones, transversas, con desarrollo de frentes de avalancha. Por otra parte, el desarrollo de estromatolitos no concéntricos sobre los depósitos de oncolitos supone la disminución de las condiciones energéticas del medio.

Este decrecimiento de la energía estuvo relacionado con la implantación de condiciones propias de un medio lacustre somero donde vivían gasterópodos. Las relaciones laterales de facies señalan que este medio lacustre no era muy extenso, sino que posiblemente estuvo formado por charcas poco profundas, cuya colmatación culminó con la colonización por vegetación, como nos indica la bioturbación encontrada en el techo de los estratos. Las cavidades subverticales parecen corresponder a porosidad móldica, mayoritariamente de gasterópodos turbinados, cuyo tamaño ha aumentado debido a procesos de disolución posteriores.

En definitiva, la secuencia 7a refleja el paso de un medio palustre, lateralmente relacionado con amplios canales móviles, a lacustre somero, con disminución de la energía y ascenso de la lámina de agua.

La secuencia 7b implica la implantación de un ambiente lacustre sobre el área palustre, posiblemente marginal al lago.

Finalmente la secuencia 7c supone la invasión de un canal fluvial por la expansión del

cuerpo lacustre, o bien refleja una evolución enteramente lacustre con decrecimiento de la energía, desde una situación marginal sometida a corrientes y/o agitación, donde se generarían oncolitos, a otra de mayor profundidad o protegida, durante la cual se produce la colonización por faunas lacustres. La existencia de depósitos referibles a esta secuencia con geometrías sigmoidales como los descritos en el Raso Bajo (fig. 3.28) avalan estas interpretaciones: desarrollo de barras de desembocadura, acrecimiento de márgenes lacustres con pendiente discreta, sometidos a agitación o acrecimiento lateral en tramos curvos de canales fluviales. Esta última es la escogida por Vázquez-Urbez *et al.* (2002) para el Raso Bajo, como más lógica para explicar el sentido de acreción hacia el oeste en el contexto de la unidad T₈. Si estos tramos curvos estuvieran próximos al área lacustre, su orilla interna sería ocupada por fauna lacustre en los momentos de expansión del lago.

En todos los casos, las secuencias 7 culminan con una somerización (colmatación o descenso del nivel lacustre).

3.3.8-Secuencia 8

Estas secuencias tienen un espesor entre 0,60 y 2 m, siendo la potencia de las facies que la integran también variable, entre 0,20 y 1 m. Se reconoce exclusivamente en la unidad T₈.

La secuencia más completa que se ha encontrado, **secuencia 8a** (fig. 3.30), comienza con la facies de Calizas intraclásticas, Ci, que se presenta en estratos tabulares con bases y techos suavemente irregulares. Las bases, en algunas ocasiones, pueden ser erosivas.

Sobre la facies anterior y de forma neta se encuentran las Calizas oncolíticas, Co, que también forman estratos tabulares con bases y techos fuertemente irregulares (fig. 8.23I). Localmente esta facies puede estar acompañada de Calizas bioclásticas de tallos, Cbt.

Terminando la asociación se disponen de forma neta las Calizas bioclásticas de tallos, Cbt, en estratos tabulares, aunque con bases y techos irregulares. Los tallos rotos suelen estar desorganizados, pero a veces muestran una orientación preferente paralela a las superficies de estratificación. Lateralmente a las Calizas bioclásticas aparecen las facies bioconstruidas de tallos, Ctv, que presentan abundantes tallos verticales y subverticales con envueltas carbonatadas de variable espesor.

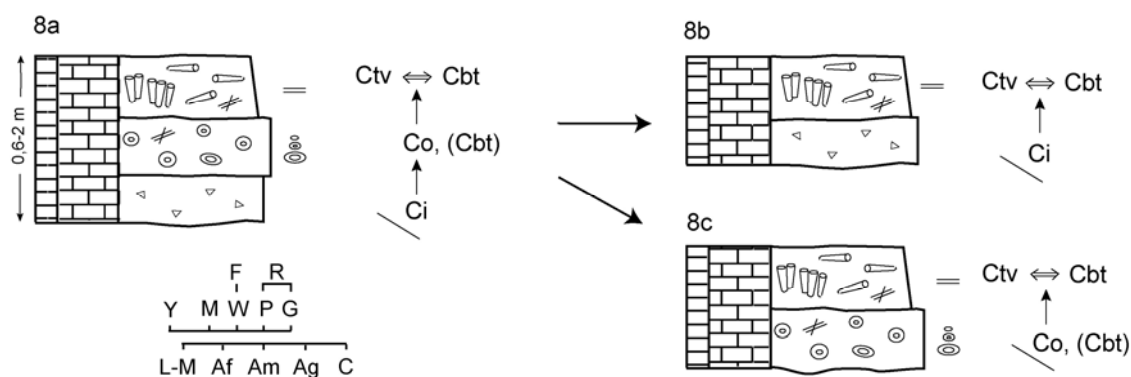


Figura 3.29: Secuencia completa 8a y sus variaciones incompletas (8b y c).

Se han encontrado dos variaciones de la secuencia más completa que resultan de la ausencia de algún término:

- **Secuencia 8b:** cuando falta el término oncolítico y, entonces la secuencia queda reducida a la facies de Calizas intraclásticas que evoluciona a la facies de Calizas de tallos verticales y bioclástica de tallos.
- **Secuencia 8c:** cuando faltan las Calizas intraclásticas de la base de la secuencia, entonces queda reducida a la facies oncolítica que pasa en la vertical a las facies de Calizas de tallos verticales y bioclásticas de tallos.

Como ya se ha comentado, la mayoría de los depósitos donde aparece esta secuencia presentan estratos con geometrías tabulares; sin embargo, excepcionalmente se ha reconocido la presencia de depósitos cuneiformes que alcanzan potencias de hasta 6 m. Este es el caso del depósito de Arbolitas (fig. 3.30) situado próximo a los puntos kilométricos 2 y 3 de la carretera comarcal que une El Buste y Borja (coordenadas UTM aproximadas 30TXM158368 y 30TXM159371).

Está compuesto por calizas beige y marrones que, en el sur, en la base del afloramiento, constituyen un cuerpo potente con geometría cuneiforme en conjunto de 5,5 a 6 m de potencia máxima, en el que existen cicatrices canaliformes en la base. Está compuesto por Calizas intraclásticas que incluyen abundantes fragmentos de oncolitos y estromatolitos. En el resto del afloramiento los estratos muestran débil buzamiento hacia el norte (inferior a 10°) con una disposición en *onlap* sobre el cuerpo cuneiforme basal (fig. 3.30) y presentan geometrías tabulares y cuneiformes con potencias que oscilan entre 0,3 y 1,8-2,0 m. Están formados mayoritariamente por la facies de Calizas oncolíticas, pero también se ha diferenciado la facies de Calizas bioclásticas de tallos, lo que permite referir este depósito a la secuencia 8a, así como ocasionales intercalaciones margosas.

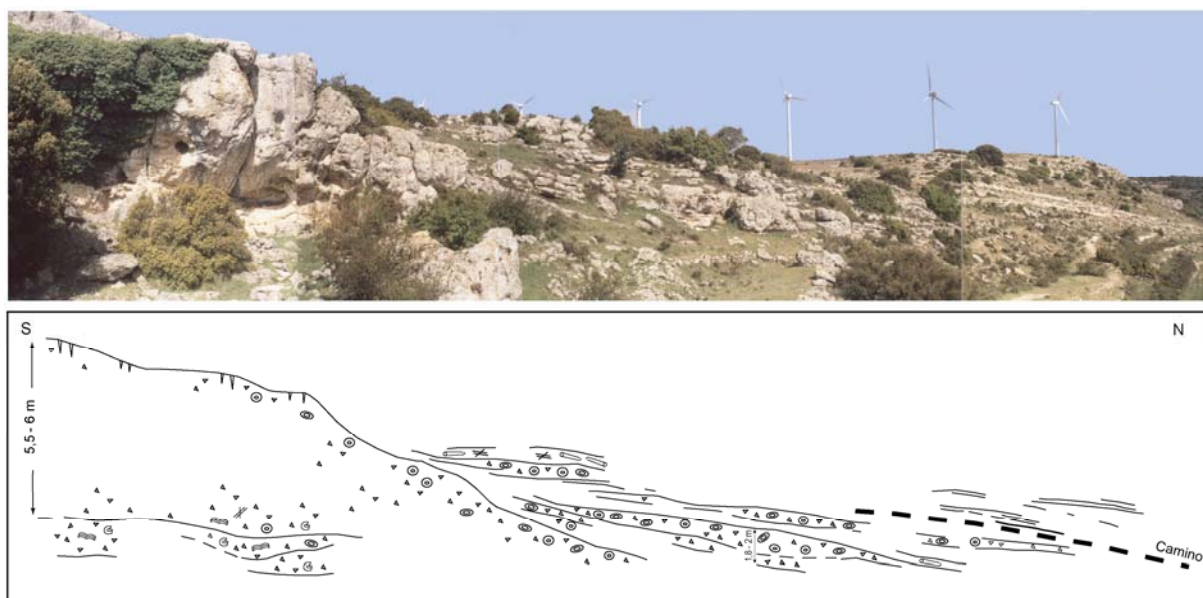


Figura 3.30: Depósito de Arbolitas, donde se reconoce la secuencia 8a. El depósito comienza con un importante nivel cuneiforme constituido por Calizas intraclásticas, sobre el cual se apoyan sucesivos estratos de Calizas oncolíticas y, finalmente, fitoclásticas.

Interpretación:

En conjunto, la asociación 8 representa la instalación de condiciones fluvio-palustres tras un episodio de inundación rápida del sistema de sedimentación, cuyos cuerpos de agua posiblemente experimenten una expansión simultánea.

Dicho evento es capaz de erosionar formaciones carbonatadas previas, cuyos fragmentos son transportados y depositados en forma de láminas dando lugar a la facies de Calizas intraclásticas con que se inicia la secuencia.

Tras este episodio de inundación inicial, con el descenso de la lámina de agua se implantarían canales someros y amplios con aguas bicarbonatadas en donde se formarían abundantes oncolitos. En las orillas fluviales y en las zonas encharcadas situadas entre canales, o también en tramos de canales abandonados, se desarrollaría una cobertera vegetal hidrófila, en la que los tallos sumergidos se recubrirían de carbonato. En los momentos de avenida o como consecuencia de la migración del sistema de canales, las plantas de las zonas palustres serían fragmentadas, pasando a constituir la facies Cbt. La movilidad de estos cursos fluviales poco sinuosos se manifiesta por las frecuentes alternancias de las facies Co y Cbt/Ctv (superposición de secuencias 8c que se reconocen en ciertos perfiles de la unidad T₈, como en Los Traches, Valdebelengue y La Ermita de San Roque; figs. 2.11, 2.12 y 2.15).

La secuencia 8b, tras la inundación inicial, representa la sedimentación en situaciones preferentemente palustres, en las que la cubierta vegetal se ve sometida a procesos de erosión durante las avenidas y/o migración del sistema de canales. Por su parte, la ausencia de la facies Ci en la secuencia 8c refleja o bien la inexistencia del evento de inundación inicial, o bien áreas de sedimentación que no son invadidas por la lámina de intraclastos, porque el evento tiene menor alcance o porque se trata de zonas laterales del sistema, protegidas del mismo. Esta secuencia 8c es el equivalente, en ambiente fluvial carbonatado, de la secuencia 1 en ambiente fluvial terrígeno.

En el caso del depósito de Arbolitas (fig. 3.30) el potente cuerpo cuneiforme situado en su base se interpreta como un lóbulo producido en un episodio excepcional de descarga de los canales en un cuerpo de agua, como indica su carácter masivo, el tamaño de grano grueso y su geometría cuneiforme. La presencia hacia el norte de estratos lenticulares y tabulares de oncolitos y margas se interpretan como depósitos propios de áreas lacustres litorales, cuya geometría y disposición está condicionada por la presencia del lóbulo intraclástico.

3.4.-DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DE LAS FACIES

Una vez descritas e interpretadas las facies y sus asociaciones en secuencias es necesario estudiar su distribución espacial y temporal, como paso previo al establecimiento de modelos sedimentarios. Así, se han elaborado mapas de distribución de facies para ciertos intervalos temporales de las unidades tectosedimentarias T₇ y T₈. Estos mapas presentan el reparto de las facies más frecuentes o características durante el intervalo allí donde existe afloramiento, así como la interpolación entre estos lugares, cuando ésta es evidente. La duración de los intervalos representados, referida a la potencia que integra cada uno, es variable en cada caso: puede corresponder a la mayor parte de la unidad o aproximarse a una superficie isócrona cuando corresponde a una línea de correlación bien establecida.

A partir de estos mapas se han elaborado unos esquemas de la distribución de ambientes sedimentarios para los distintos intervalos. Son esquemas conceptuales, cuya finalidad es sintetizar las tendencias evolutivas, en detalle mucho más complejas, que se observan a lo largo de cada unidad. Son también elementos necesarios para la elaboración de los modelos sedimentarios, aun más puramente conceptuales, así como herramientas para comparar las unidades entre sí.

3.4.1-UTSs T₆ y T₇

La información recogida para la unidad T₆ es muy escasa por lo que se ha considerado innecesario representarla en un mapa de facies. Esta unidad solamente aflora en la base de los perfiles de Lugar y Borja, en ambos casos representada por Margas (Mm) y Lutitas (Lm) que alternan con Calizas bioturbadas y nodulizadas (Cmb y Cmn) y escasos niveles de Areniscas tabulares (At), reconociéndose en varios lugares la secuencia 4 completa o alguna de sus variaciones incompletas (4b), así como la secuencia 1c. Es interesante remarcar que el yacimiento de Tarazona de Aragón, incluido en el perfil de Lugar, se sitúa en esta unidad (base del perfil de Lugar, fig. 2.21).

Para la unidad T₇ se han elaborado dos mapas de facies (figs. 3.31 y 3.32): el primero se ha realizado para los dos tercios inferiores de la unidad y el segundo para el tercio superior, a partir de los niveles de arenas vistos en los perfiles de Lugar Sur y Borja y en los afloramientos de El Buste y La Cantera de Lugar Sur. En ambos mapas se recoge la información suministrada por los perfiles estratigráficos (Lugar, Lugar Sur, Vulcafrailes, y Borja) y datos procedentes de observaciones puntuales de diversos afloramientos, que se han comparado y ampliado con trabajos previos realizados por A. Pérez en este sector de la cuenca (Pérez *et al.*, 1988b y Pérez, 1989).

Mapa de facies T₇-1

En el primer mapa de la unidad T₇ (fig. 3.31) se plasma la distribución de facies reconocida para los dos tercios inferiores de la unidad (fig. 2.21). Se han reconocido facies de Areniscas lenticulares con estratificación cruzada (facies Alc) con clastos dispersos y escasos niveles de conglomerados también con estratificación cruzada (facies Glc), marcando el límite inferior de la unidad en los sectores noroeste y sureste (perfiles de Lugar y Borja). Estos detríticos groseros de escasa potencia pasan rápidamente en la vertical a depósitos lutíticos (facies Lm) constituyendo secuencias 1, generalmente incompletas. En el resto de este conjunto inferior domina la facies de

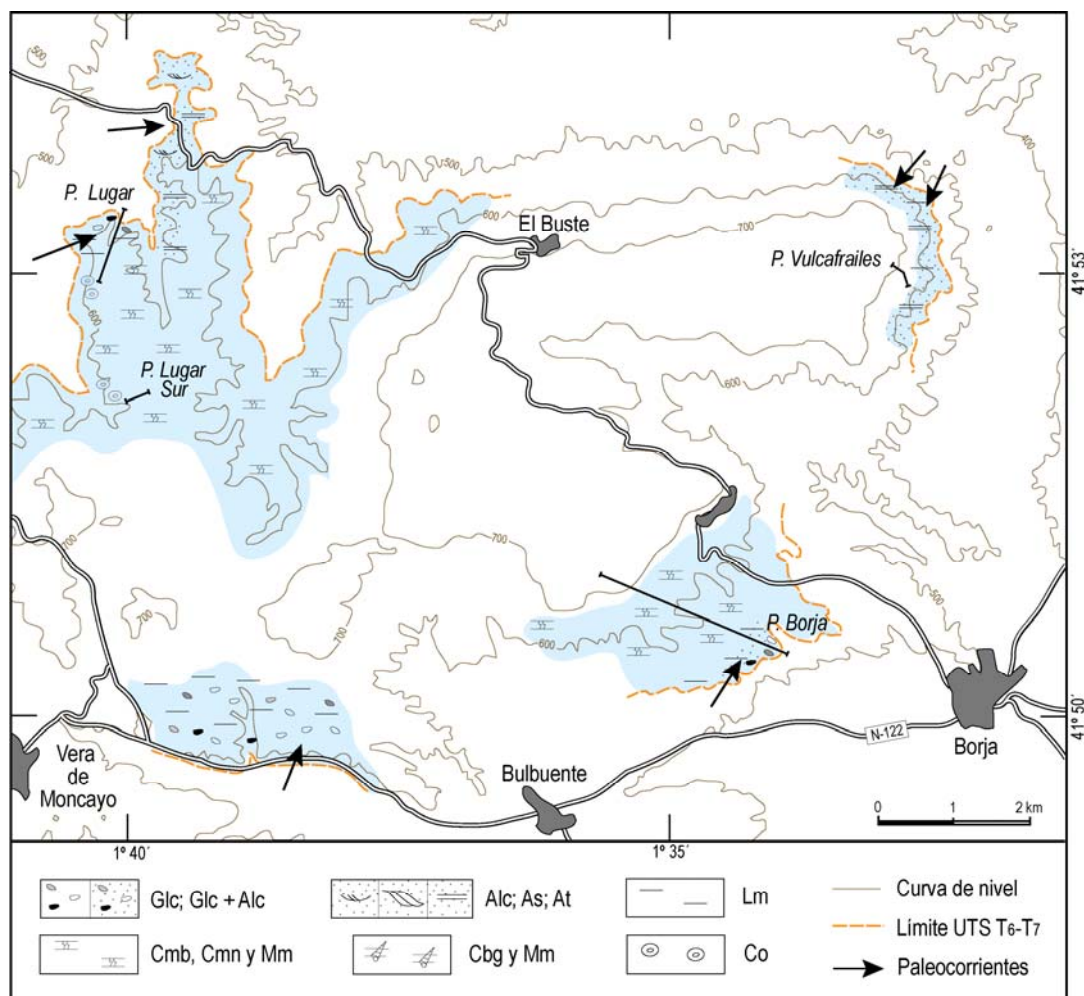


Figura 3.31: Mapa de facies elaborado para la parte inferior y media de la unidad T_7 .

Calizas masivas bioturbadas y nodulizadas (facies Cmb y Cmn) que alterna con Margas y Lutitas (facies Mm y Lm) y, en menor medida, con Areniscas tabulares (facies At), constituyendo así la secuencia 4 completa o alguna de sus variantes incompletas.

Por otra parte, en el sector suroeste, al norte de la carretera nacional N-122, afloran paquetes tabulares de conglomerados con geometrías lenticulares y estratificación cruzada, que alternan con niveles de lutitas y areniscas. Estos depósitos fueron descritos por Pérez (1989). En este trabajo se consideran como incluidos en la unidad T_7 dada su situación estratigráfica.

Finalmente, en el sector noreste de la muela se ha reconocido la existencia de paquetes tabulares de areniscas sin estructuras sedimentarias internas (facies At) o con estratificación cruzada (facies Alc) y Lutitas (Lm). Las paleocorrientes medidas por Pérez (1989) indicarían aportes del norte y noreste.

Mapa de facies T_7-2

En este mapa (fig. 3.32) se muestra la distribución de facies correspondientes al último

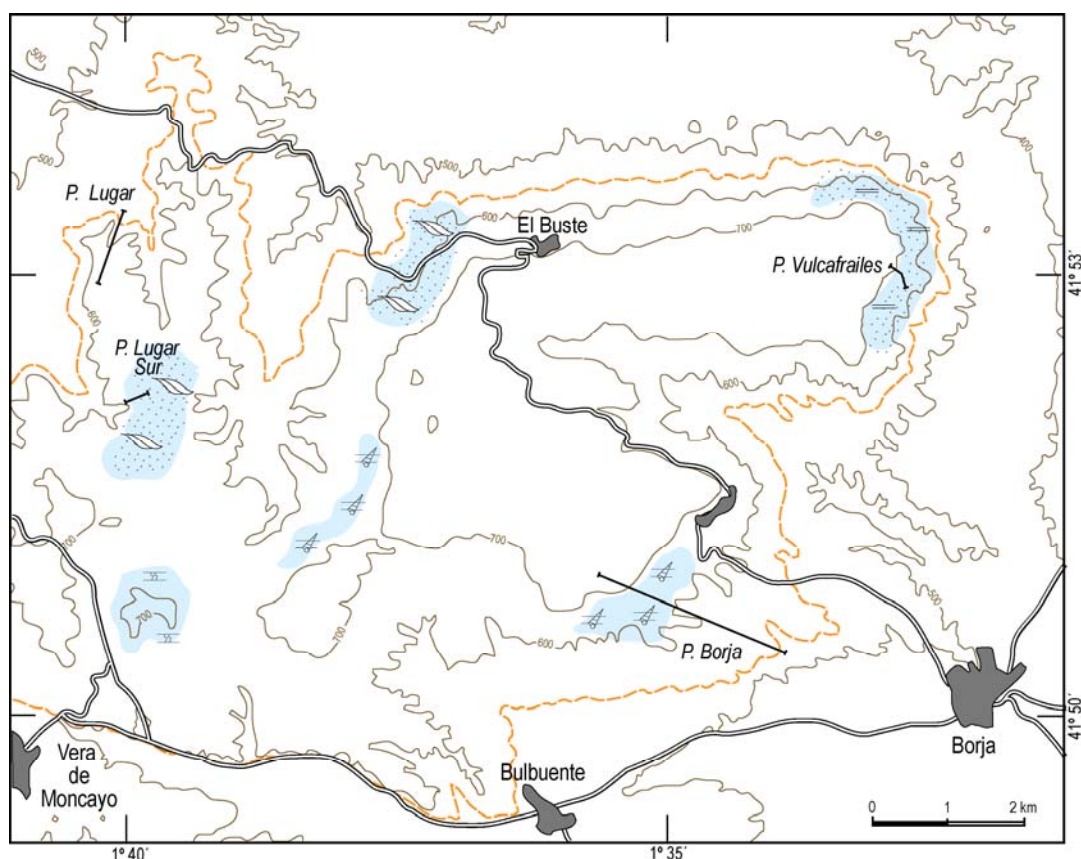


Figura 3.32: Mapa de facies elaborado para la parte superior de la unidad T₇.
 Leyenda de símbolos en la figura 3.31.

tercio de la unidad T₇, que comienza con los potentes paquetes arenosos vistos en los perfiles de Lugar Sur (metros 56 al 65) y Borja (metros 141 a 153). Los afloramientos de esta parte de la unidad son más escasos debido a los frecuentes deslizamientos de la unidad suprayacente que dificultan la observación del techo de T₇ y el contacto entre esta unidad y la T₈.

En el sector noroeste de la muela (perfil de Lugar Sur y afloramientos de La Cantera de Lugar Sur y de El Buste), se observa la presencia de potentes paquetes arenosos con cuerpos con geometría sigmoidal (facies As) y lutitas finamente laminadas (Lm) que evolucionan a margas y calizas tabulares laminadas (facies Mm y Cbg) que constituyen la secuencia 3a. Sin embargo, hacia el sur y sureste estos cuerpos arenosos con sigmoides desaparecen para dar paso a una alternancia de lutitas y arenas con laminación paralela (facies Lm y At) y calizas finamente laminadas con gasterópodos y carofitas (facies Cbg), formando las secuencias incompletas 3b y 3c.

Al suroeste de la muela, Pérez (1989) reconoce la alternancia de Margas y Calizas masivas (facies Mm, Cmn y Cmb) formando la secuencia 4b.

En el margen noreste (perfil de Vulcafrailles) continúa siendo característica la presencia de areniscas con estratificación cruzada en surco y tabulares con intercalaciones de lutitas masivas (facies Alc, At y Lm) y aportes del norte y noreste (Pérez, 1989).

Esquemas de distribución de ambientes sedimentarios para la unidad T₇

Diversos autores (Pérez, 1989; Pérez *et al.*, 1994; Villena *et al.*, 1996b; Muñoz *et al.*, 2002; Pardo *et al.*, 2004) han realizado esquemas paleogeográficos para la unidad T₇ en los que se enmarca el área del presente estudio. En la figura 3.33 se reproduce el de Villena *et al.* (1996b) para el margen ibérico de la Cuenca del Ebro.

En los trabajos previos citados se concluye que la unidad T₇ se caracteriza por la progradación hacia el sur de los sistemas aluviales de procedencia pirenaica, que alcanzan en su avance áreas situadas al sur del río Ebro. Dicha progradación es máxima al final de la unidad. Paralelamente, los sistemas aluviales de procedencia meridional retrogradan como resultado del comportamiento pasivo y la consiguiente degradación del relieve en el margen ibérico. Los sistemas lacustres, que en las unidades anteriores ocupaban amplias extensiones en el sector central de la cuenca, se ven relegados durante la unidad T₇ a posiciones mucho más meridionales, llegando sus depósitos carbonatados a solapar expansivamente hacia el margen ibérico.

Para el área objeto de investigación, este marco paleogeográfico se concreta, a partir de los mapas de facies elaborados, en los esquemas de distribución de ambientes sedimentarios de la figura 3.34. En ellos puede observarse que para la parte inferior de la unidad (fig. 3.34A) los abanicos aluviales de procedencia ibérica afectaban a los sectores suroeste y oeste, tal como se deduce de las secuencias 1 presentes en la base de los perfiles de Lugar y Borja, y de las direcciones de aportes medidas en ellos. Es posible que una parte de estos depósitos procedería del margen oriental de la Sierra de Cameros, aún activo durante el depósito de la unidad. En el sector noreste de la muela

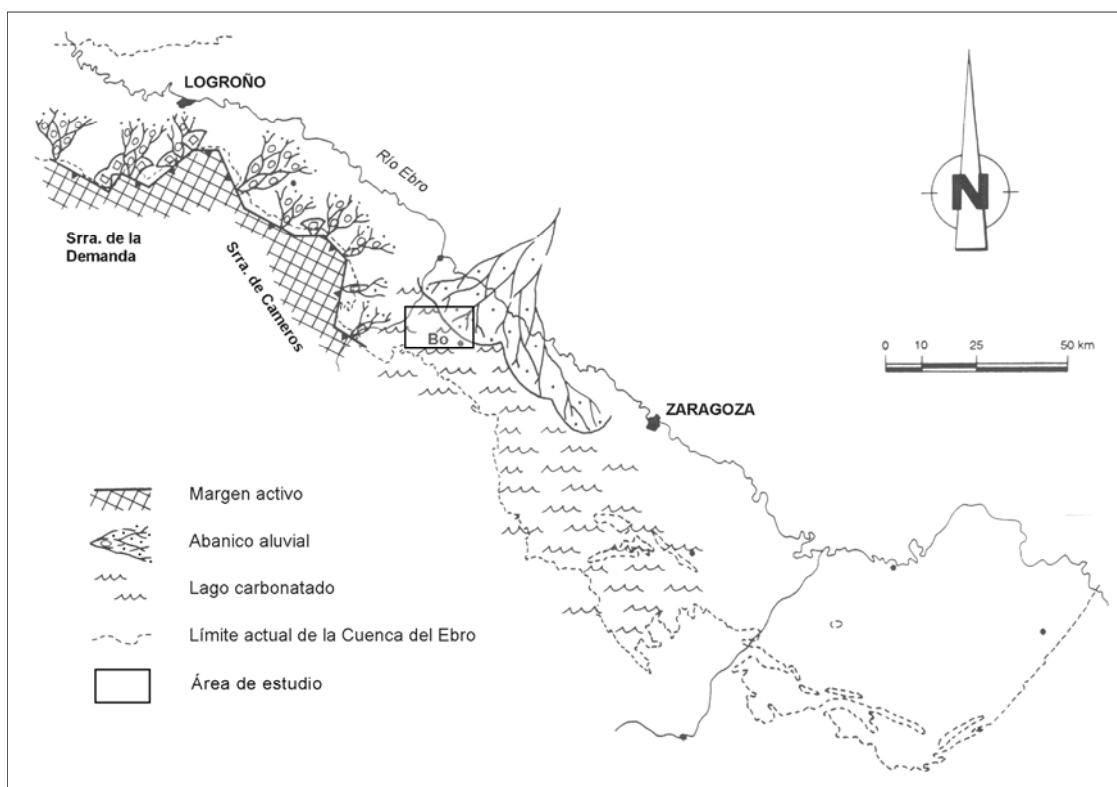


Figura 3.33: Paleogeografía de la Unidad T₇ en el margen meridional de la Cuenca del Ebro. Modificado de Villena *et al.* (1996b). Bo: Borja.

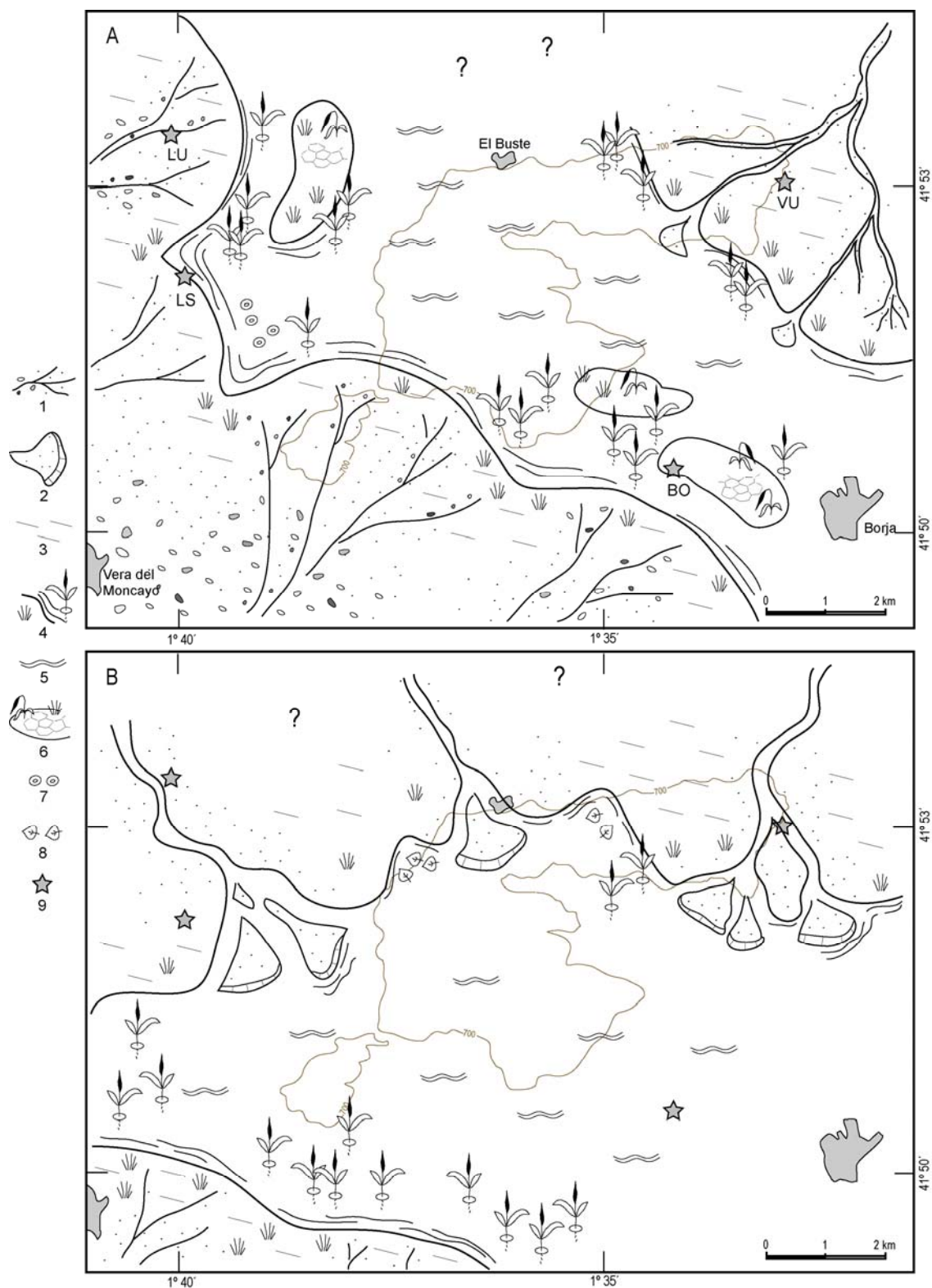


Figura 3.34: Esquema de distribución de ambientes sedimentarios para la unidad T₇. A, parte inferior. B, parte superior. Situación de perfiles estratigráficos: LU, Lugar; LS, Lugar Sur; VU, Vulcafriles y BO, Borja. Leyenda: 1, abanicos aluviales; 2, lóbulos de desembocadura; 3, llanura de inundación; 4, áreas palustres; 5, lago carbonatado; 6, montículos carbonatados con vegetación hidrófila y eventual exposición subaérea; 7, depósitos oncolíticos; 8, áreas de acumulación de restos vegetales; 9, perfil estratigráfico. Para mejorar la representatividad gráfica, la escala de los montículos carbonatados ha sido exagerada.

dichas secuencias están igualmente presentes, pero aquí las paleocorrientes evidencian una procedencia septentrional. El sector central del área estaría ocupado mayoritariamente por los ambientes lacustres con extensas orlas palustres.

Tales ambientes tendían a migrar hacia el sur al tiempo que se producía la rápida retrogradación de los abanicos de procedencia ibérica, como se esquematiza para la parte superior de la unidad (fig. 3.34B). En ese momento, los sistemas de procedencia septentrional invadieron todo el sector norte del área. En su máxima progradación alcanzaron y sobrepasaron hacia el sur el límite meridional del actual relieve de la Muela de Borja.

3.4.2-UTS T₈

Se han elaborado seis mapas de distribución de facies para intervalos temporales característicos de la unidad tectosedimentaria T₈. Estos mapas serán la base para la elaboración de esquemas de distribución de ambientes sedimentarios de la unidad T₈.

Mapa de facies T₈-1

Este primer mapa (fig. 3.35) corresponde a los depósitos aflorantes de la UTS T₈ próximos a la base de la unidad. Debido a la escasez y limitada extensión de afloramiento sólo se reconoce la distribución de facies en alguno de los perfiles de la parte oriental de la Muela de Borja. En el sector noreste se han distinguido las facies de Conglomerados y Areniscas lenticulares con estratificación cruzada (Glc y Alc) y Lutitas masivas (Lm), constituyendo la secuencia 1a, asociadas lateralmente a las facies de Calizas bioclásticas (Cb) y Lutitas masivas (Lm) que forman las secuencias 5. Las paleocorrientes, que sólo han podido medirse en este sector, muestran gran dispersión.

En el perfil de Borja vuelve a encontrarse la facies de Conglomerados lenticulares con estratificación cruzada (Glc) que pasa lateralmente a la de Lutitas masivas (Lm) formando la secuencia 1a; en la vertical se distingue la presencia de la facies de Calizas bioclásticas de tallos (Cbt). Mientras en el perfil de la Ermita de San Roque, se distingue la facies de tallos verticales (Ctv) y fragmentados (Cbt), constituyendo las secuencias 7a y 7b.

Mapa de facies T₈-2

El mapa 2 (fig. 3.35) se ha realizado para los materiales correspondientes al intervalo situado entre las líneas de correlación I y II (ver figura 2.22). Para este intervalo existen afloramientos en todo el contorno de la muela, con la excepción de la zona del perfil de La Zarzuela que queda por encima de la línea de correlación II.

Se caracteriza por presentar facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos (Cbg) en el extremo noreste de la muela y en el perfil del Puntal del Peñasco, situado en el margen occidental. En el resto de la muela dominan las facies de Calizas intraclásticas y oncolíticas (Ci y Co) apareciendo ellas exclusivamente o constituyendo un término más de las secuencias 7a, 6d y 8b.

Mapa de facies T₈-3

El mapa 3 (fig. 3.35) corresponde a la línea de correlación II (ver figura 2.22). Existe

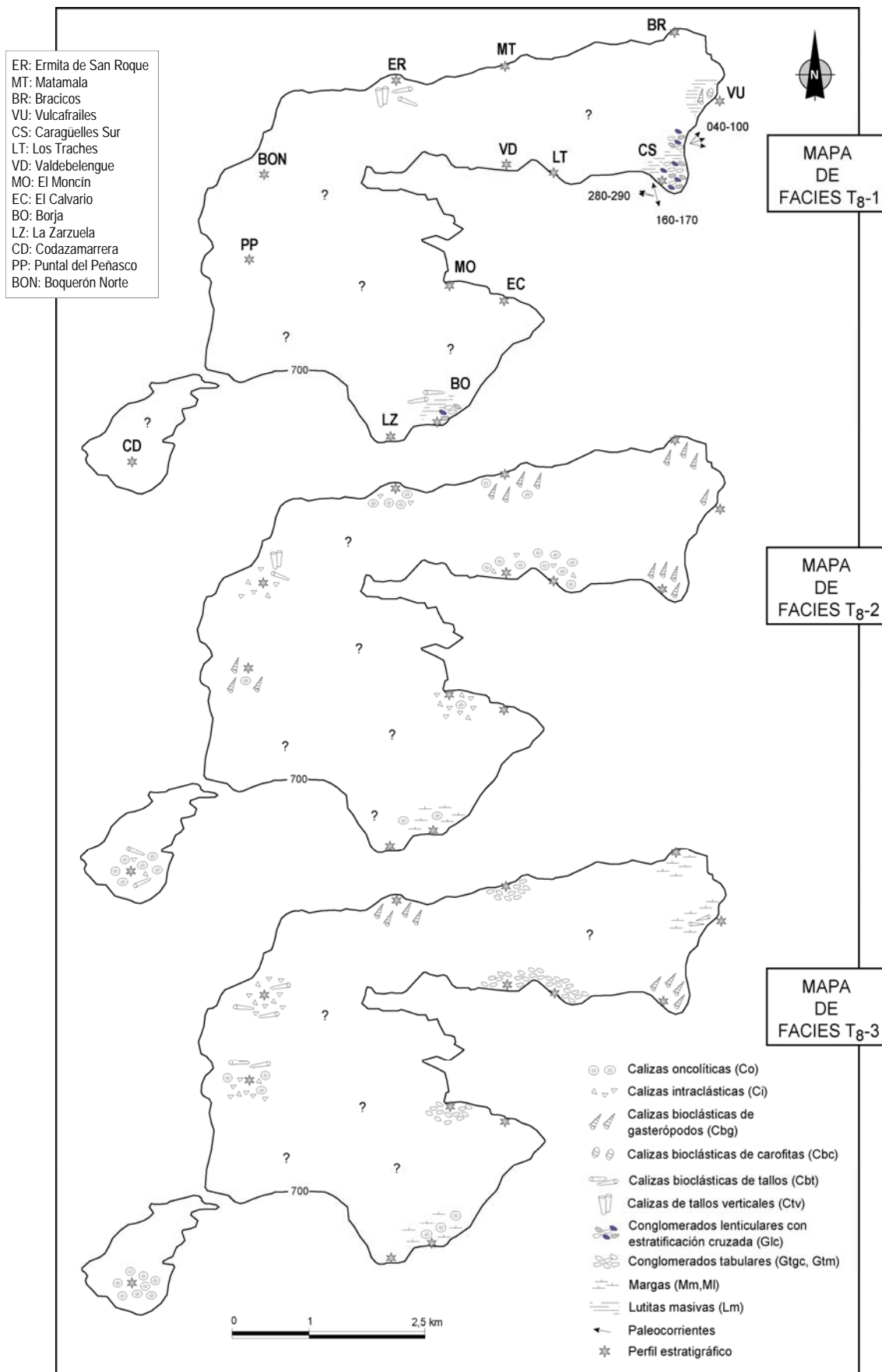


Figura 3.35: Mapas de facies elaborados para la unidad T₈.

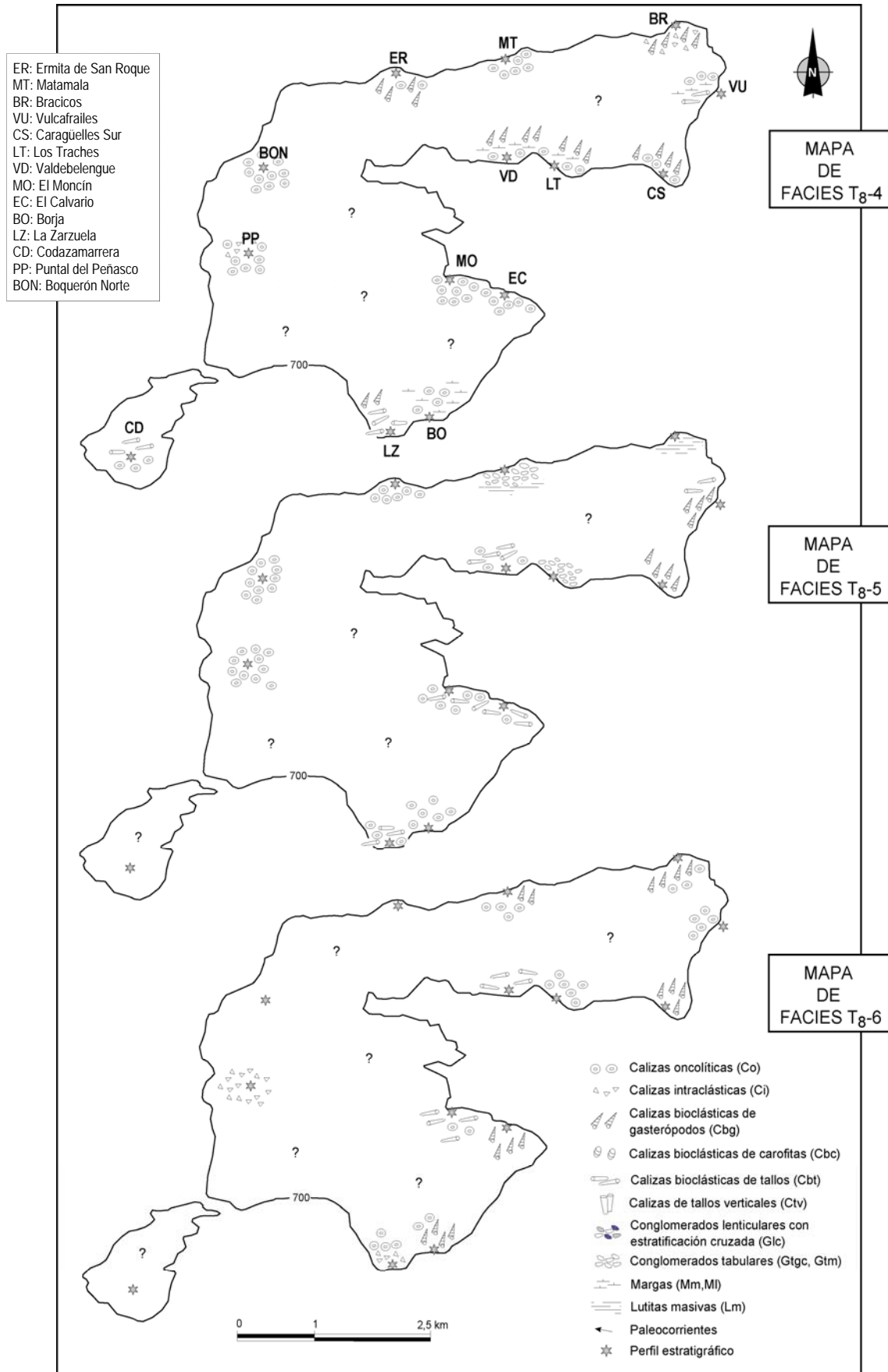


Figura 3.36: Mapas de facies elaborados para la unidad T₈.

afloramiento para este intervalo en toda la muela, con la excepción de la zona del perfil de La Zarzuela.

Se caracteriza por presentar Conglomerados tabulares masivos (Gtm) en la zona centro-oriental de la Muela de Borja. Estos depósitos de conglomerados tienen potencias decrecientes hacia el norte. En el resto de la muela aparecen diversas facies: Calizas intraclásticas (Ci), Calizas oncolíticas (Co), Calizas bioclásticas de tallos y gasterópodos (Cbt y Cbg) y Margas masivas (Mm), asociadas estas últimas dando la secuencia 6c.

Mapa de facies T₈-4

El mapa 4 (fig. 3.36) se ha realizado para los materiales situados entre las líneas de correlación II y III (ver figura 2.22). Para este intervalo existe afloramiento en todos los perfiles levantados en muela.

La facies de Calizas oncolíticas (Co) es la dominante en este intervalo, apareciendo ella exclusivamente o bien incorporada como un término más de la secuencia 6 (variaciones 6a, 6b y 6d). Además, en el sector norte de la muela se encuentran las facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos (Cbg) y Calizas intraclásticas (Ci); mientras que en la zona sur, perfiles de La Zarzuela y Codazamarrera, dominan los fragmentos de tallos (Cbt) acompañados por oncolitos, formando las secuencias 7a y 8c.

Mapa de facies T₈-5

El mapa de facies 5 (fig. 3.36) corresponde al intervalo situado inmediatamente por encima de la línea de correlación III (ver figura 2.22). El afloramiento de este intervalo es continuo en toda la muela, salvo en el perfil de Codazamarrera, que se encuentra estratigráficamente por debajo del intervalo.

La facies dominante es la de Calizas oncolíticas (Co) que se asocian a Calizas bioclásticas de tallos (Cbt). Sin embargo, en la mitad este de la muela aparecen otras facies: Calizas bioclásticas de gasterópodos (Cbg), conglomerados tabulares, tanto Gtgc como Gtm, y Lutitas masivas (Lm), constituyendo la secuencia 2. La potencia de los depósitos de conglomerados decrece hacia el sur, así como el tamaño de los clastos.

Mapa de facies T₈-6

El mapa 6 (fig. 3.36) se ha realizado para los materiales estratigráficamente más altos de la Muela de Borja. Afloran en toda el área estudiada, con la excepción del sector oeste, donde únicamente se conservan en el perfil del Puntal del Peñasco.

Hacia el este de la muela domina la facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos (Cbg). Esta facies dominante en algunos perfiles, se puede asociar a las facies de Calizas oncolíticas o bioclásticas de tallos (Co y Cbt) en los sectores más occidentales de la muela, e incluso a Calizas intraclásticas (Ci) en el caso del perfil de La Zarzuela o del perfil del Puntal del Peñasco donde las Calizas intraclásticas son mayoritarias.

Esquemas de distribución de ambientes sedimentarios para la unidad T₈

La unidad T₈ sólo se ha reconocido y caracterizado en dos zonas próximas del margen sur de la Cuenca del Ebro: la Muela de Borja y el sector riojano. Como consecuencia, las reconstrucciones paleogeográficas elaboradas tienen un carácter muy limitado y sintético, e incluso están forzadas a cierta exageración de escala, en pro de la claridad de la representación.

Cameros-Demanda continuaba siendo un relieve activo al inicio de la unidad (Muñoz, 1991), en el cual se generaban sistemas aluviales que terminaron fosilizando el frente de cabalgamiento de dichas sierras según un dispositivo en *onlap*. Mientras tanto, en el área de Borja se instaló el sistema fluvio-lacustre carbonatado cuyas facies venimos describiendo, precedido por depósitos fluviales terrígenos de procedencia septentrional. Pérez (1989), Pérez *et al.* (1994), Villena *et al.* (1996b), Muñoz *et al.* (2002) y Pardo *et al.* (2004) han presentado esquemas paleogeográficos de esta unidad. En la figura 3.37 se reproduce el de Muñoz *et al.* (2002).

Para el área de la Muela de Borja, a partir de los mapas de facies presentados anteriormente, es posible realizar diversos esquemas de distribución de ambientes sedimentarios (figs. 3.38 y 3.39). En la figura 3.38A se recogen las observaciones para la base de la unidad. Es un esquema necesariamente incompleto y con una alta carga de especulación debido a la escasez de datos. Para el sector noreste se propone la existencia de un sistema fluvial de procedencia septentrional: se interpreta un sistema de canales y llanuras de inundación adyacentes a partir de los potentes depósitos organizados en secuencias 1 del perfil de Vulcafrailes y áreas vecinas. Con menor desarrollo, este tipo de depósitos también se encuentra en el perfil de Borja; por ello puede conjeturarse sobre la existencia de tributarios de procedencia meridional, tal como se plasma en el esquema o, alternativamente, pensar en una amplia divagación del sistema fluvial en toda la amplitud del área de la Muela de Borja. Debe tenerse en cuenta que la base ruptural de la unidad T₈ presenta indicios de erosión, como se ha expuesto en el capítulo de estratigrafía (apartado 2.3, véase también la figura 2.21). Así pues, para el límite T₇-T₈ se podría pensar en una incisión de la red fluvial, que en algún punto debió encauzarse hacia el este. En las llanuras aluviales del sistema sedimentario debieron desarrollarse tempranamente áreas encharcadas, de cierta amplitud pero de carácter efímero, con depósitos de tipo lacustre-palustre.

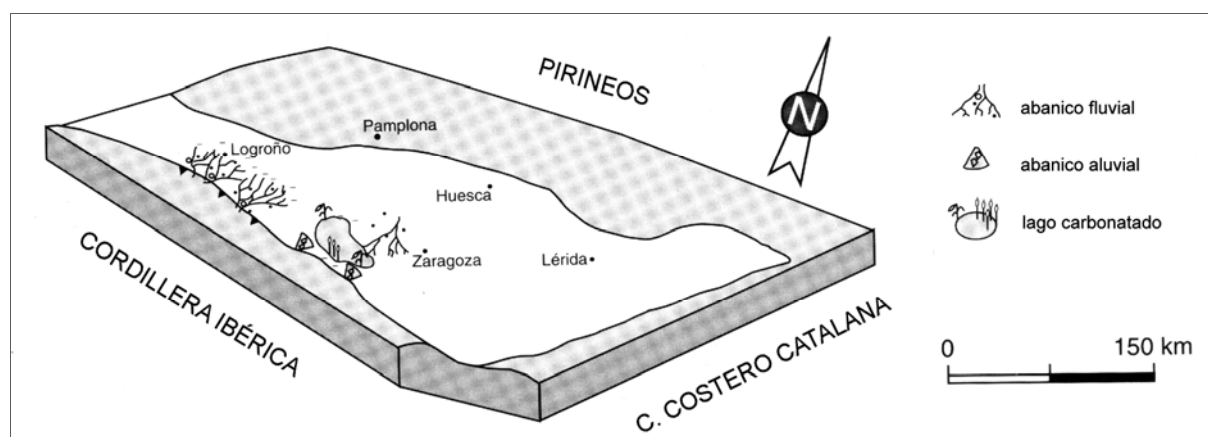


Figura 3.37: Paleogeografía de la Unidad T₈ en la Cuenca del Ebro, modificada de Muñoz *et al.* (2002).

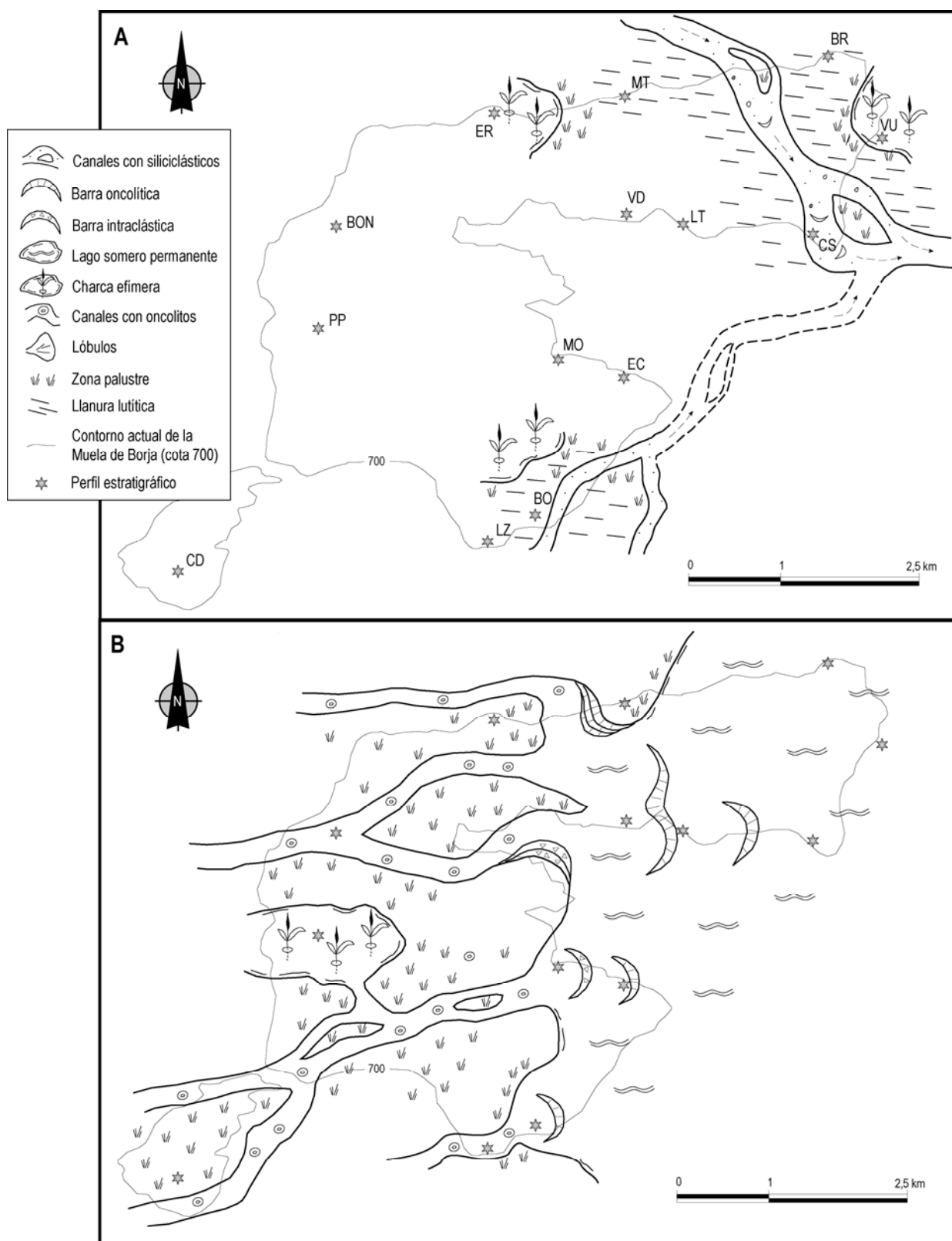


Figura 3.38: Esquemas de distribución de ambientes sedimentarios para la Unidad T₈. A: base de la unidad, a partir del mapa de facies T₈-1; B: distribución de ambientes para la mayor parte de la unidad, basado en los mapas T₈-2, T₈-4 y T₈-6. Designación de los perfiles estratigráficos como en la figura 3.35. Para mejorar la representatividad gráfica, la amplitud de los canales y la escala de las bed forms ha sido exagerada.

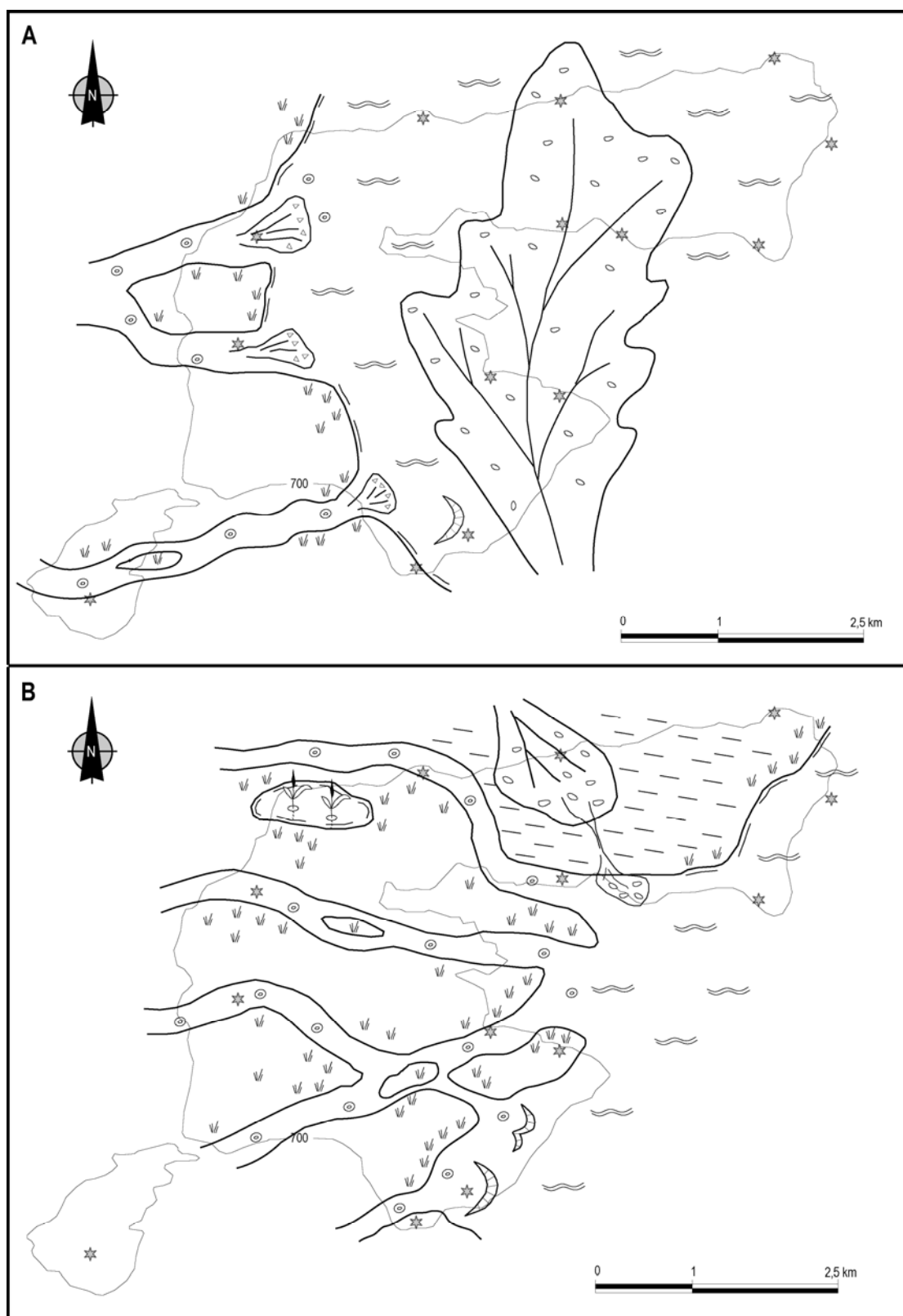


Figura 3.39: Esquemas de distribución de ambientes sedimentarios para la Unidad T₈. A: correspondiente al mapa de facies T₈-3; B: correspondiente al mapa de facies T₈-5. La leyenda de símbolos aparece en la figura 3.38. Para mejorar la representatividad gráfica, la amplitud de los canales y la escala de las bed forms ha sido exagerada.

La figura 3.38B recoge, por el contrario, la distribución de ambientes más habitual durante el depósito de la unidad T₈. Está basada en los mapas de facies T₈-2, T₈-4 y T₈-6 que representan la mayor parte del registro sedimentario y unos rasgos comunes: el predominio de las facies lacustres en el sector oriental y las facies oncolíticas y palustres en el occidental. De acuerdo con esto, se interpreta la existencia de un sistema lacustre carbonatado somero al este de la Muela de Borja, representado en la figura 3.38B en situación de máxima expansión, al que va a desembocar un sistema fluvial carbonatado, caracterizado por canales oncolíticos amplios y de gran movilidad lateral. En las orillas y en las áreas intercanales tendría lugar el desarrollo de áreas palustres extensas, densamente pobladas de vegetación hidrófila. Cerca de las desembocaduras, los canales podrían presentar tramos curvos, donde se formarían depósitos oncolíticos con acrecimiento lateral (p. ej., depósitos de El Raso Bajo, fig. 3.28). También pudieron desarrollarse barras oncolíticas dentro del cuerpo lacustre.

Si el esquema anterior es una imagen de la “normalidad” de la unidad T₈, la figura 3.39 plasman dos eventos destacados dentro de su evolución. Los intervalos que se representan son muy cortos a escala geológica, puesto que se refieren a la distribución de ambientes según las líneas II y III de correlación establecidas entre los perfiles realizados (ver figura 2.23). La figura 3.39A corresponde al mapa de distribución de facies T₈-3, línea de correlación II, aproximadamente a la mitad de la unidad. Recoge la llegada de flujos no confinados de procedencia meridional que introducen en el sistema fluvio-lacustre un depósito conglomerático tabular (facies G_{tm}) que se reconoce de sur a norte a lo largo de todo el sector central de la muela. La procedencia meridional de estos aportes se evidencia por el decrecimiento hacia el norte en el tamaño de los clastos y en la potencia del depósito. Su área fuente es calcárea, mayoritariamente de formaciones terciarias, según la composición de las clastos. Este episodio, de carácter catastrófico, supuso la inundación del área, con ascenso del nivel lacustre y la consiguiente expansión de las facies margosas. En la desembocadura de los canales, expandidos a su vez durante el evento, se produjeron potentes depósitos de intraclastos calcáreos, oncolitos y fragmentos de tallos, con geometría de lóbulo (p. ej. depósito de Arbolitas, fig. 3.30).

La figura 3.39B corresponde al mapa de facies T₈-5, según la línea de correlación III de la figura 2.23. En este momento se registra la llegada desde el norte de materiales detríticos groseros (facies G_{tgc}) asociados a lutitas según la secuencia 2. Estos aportes procederían de un área próxima al límite norte actual de la Muela de Borja por la morfología y tamaño de los clastos, y con un relieve energético dado su tamaño. Su intrusión en el sistema fluvio-lacustre provocó el desplazamiento hacia el sur de los canales más septentrionales. Alguno de ellos resedimentó más al sur una fracción más fina y ya mejor seleccionada de los conglomerados (perfil de Los Traches). Alternativamente, esta resedimentación pudo deberse a la erosión por las aguas de lluvia de los lóbulos conglomeráticos mientras aún constituían un relieve de materiales inconsolidados sobre la llanura fluvio-lacustre.

3.5-MODELOS DE SEDIMENTACIÓN

Una vez conocidas las asociaciones de facies constituyendo secuencias y su distribución espacial y temporal, así como la de los ambientes sedimentarios, es posible establecer modelos de sedimentación en tres dimensiones que sintetizan la formación de los depósitos del área de la Muela de Borja.

Para las unidades inferiores (T_6 y T_7) se plantea un modelo sedimentario que engloba aportes aluviales y fluviales terrígenos junto con el desarrollo de un sistema palustre-lacustre somero. Para su realización se han revisado los modelos que Pérez (1989) propuso para este sector de la Muela de Borja y los elaborados por otros autores en sectores centrales de la Cuenca del Ebro (Arenas, 1993 y Arenas *et al.*, 1999).

En el caso de la unidad superior (T_8) ha sido necesario elaborar otro modelo sedimentario debido a que esta unidad presenta unas características sedimentológicas claramente distintas de las de las unidades infrayacentes: en esencia, la implantación de un sistema fluvial carbonatado.

3.5.1-Modelo sedimentario para las unidades inferiores (T_6 y T_7)

Se ha realizado un modelo de sedimentación integrando la parte superior de la unidad T_6 y la unidad T_7 en el sector de la Muela de Borja.

En el modelo (fig. 3.40) se muestra la relación entre los distintos ambientes sedimentarios identificados y lateral y verticalmente relacionados: aluvial, fluvial, deltaico, lacustre y palustre.

Se puede describir el depósito de estas dos unidades como producido en un sistema lacustre somero con orlas palustres asociadas, al que llegarían desde el suroeste y oeste importantes aportes terrígenos que constituirían los depósitos típicos de abanico aluvial: canales de reducidas dimensiones y láminas arenosas generadas por flujos desconfiados (facies A_t), intercalados entre los depósitos lutíticos de acreción vertical propios de la llanura aluvial distal.

Un sistema fluvial jerarquizado de procedencia norte y noroeste alcanzaría este sector de la cuenca. Se caracterizaría por la existencia de canales bien desarrollados, poco sinuosos, someros, que transportarían gravas y arenas y en cuyo fondo se desarrollarían barras (facies G_{lc} y A_{lc}). La desembocadura de este sistema fluvial en las áreas lacustres se caracterizaría por la formación de pequeños deltas (facies A_s) que progradarían aguas adentro del cuerpo lacustre (fig. 3.40).

La zona lacustre, en función del nivel de agua, se caracterizaría por presentar uno o varios cuerpos de agua donde vivirían carofitas y gasterópodos en las partes más profundas o centrales (facies C_{bg} laminadas), mientras que las zonas más someras o marginales presentarían colonización vegetal y exposición subaérea (facies C_{mb} y C_{mn}). Localmente, en zonas litorales libres de la influencia detrítica y sometidas a agitación debida al viento, se formarían y acumularían oncolitos (facies C_o).

Las áreas palustres constituirían orlas discontinuas asociadas a los márgenes lacustres y a las zonas aluviales distales, con una amplia movilidad espacial consecuyente con los cambios del nivel lacustre y alcanzarían su máxima expansión en los momentos de nivel bajo.

En esos momentos, cuando el sistema lacustre está fragmentado en pequeños cuerpos donde la lámina de agua es muy escasa, se produciría la precipitación de sílex. Este proceso está condicionado a la concentración en sílice de las aguas por la evaporación y a los cambios de pH generados durante la descomposición de la materia orgánica y la actividad bacteriana.

3.5.2- Modelo sedimentario para la unidad superior (T₈).

Se trata de un modelo complejo (fig. 3.41) porque resulta de la interacción de los ambientes carbonatados fluvial, palustre y lacustre.

En conjunto, el depósito de la unidad T₈ en la zona de la Muela de Borja se produjo en un sistema lacustre somero bordeado en sus márgenes sur y oeste por una red de canales oncolíticos y zonas palustres asociadas. Este sistema fluvio-lacustre carbonatado (fig. 3.41) presentaba gran movilidad tanto en lo que se refiere al desplazamiento lateral de la red de canales como a la capacidad de expansión y retracción de las áreas lacustres, tal como se deduce de los frecuentes cambios laterales de facies a lo largo de la unidad (figs. 2.22, 3.35 y 3.36).

Los cursos fluviales debieron ser mayoritariamente someros, amplios y poco sinuosos, aunque pudieron llegar a desarrollarse canales de hasta 1,5 a 2 m de profundidad, si se tiene en cuenta la potencia de algunos depósitos con estratificación cruzada de relleno de canal o con cuerpos de acreción lateral. En estos canales se registra un desarrollo importante de facies oncolíticas, las cuales a menudo se estructuraban como barras longitudinales de bajo relieve. En algunas partes de los cursos, el agua podría quedar remansada en tramos inactivos, cegados o abandonados, donde vivirían gasterópodos y otros organismos acuáticos, y cuyos márgenes estarían densamente poblados de vegetación hidrófila. Este tipo de encharcamientos también podría desarrollarse de forma aislada en la zona palustre intercanales, y su comunicación con los cursos fluviales dependería del nivel de las aguas.

Los canales oncolíticos desembocarían en un cuerpo de agua permanente, a veces originando barras que crecían aguas adentro. En las zonas lacustres internas se depositarían Margas, mientras en las partes marginales se formarían facies de Calizas bioclásticas de carofitas y gasterópodos. Las fluctuaciones del nivel lacustre llevaron a la migración de estos subambientes, causando las variaciones laterales y verticales existentes entre las facies lacustres y entre éstas y las propiamente fluviales y palustres. A partir de la potencia de estas secuencias marga-caliza se puede deducir que la profundidad habitual del lago sería de aproximadamente 1 m, sin embargo pudo haber momentos de excepcional descarga en que la profundidad del lago pudiese alcanzar los 6 m, como atestigua la potencia del lóbulo intraclástico del depósito de Arbolitas.

Una característica importante del sistema de sedimentación es la presencia de abundante vegetación hidrófila (helófitas), tanto en los sectores marginales del lago como en las orillas de los cursos fluviales y las zonas encharcadas. La composición bicarbonatada de las aguas favorecería la precipitación de carbonato en la parte sumergida de las plantas.

En la figura 3.41, además de la sedimentación fluvio-lacustre, se ha querido representar los eventos esporádicos que suponen la invasión del sistema sedimentario por depósitos aluviales de

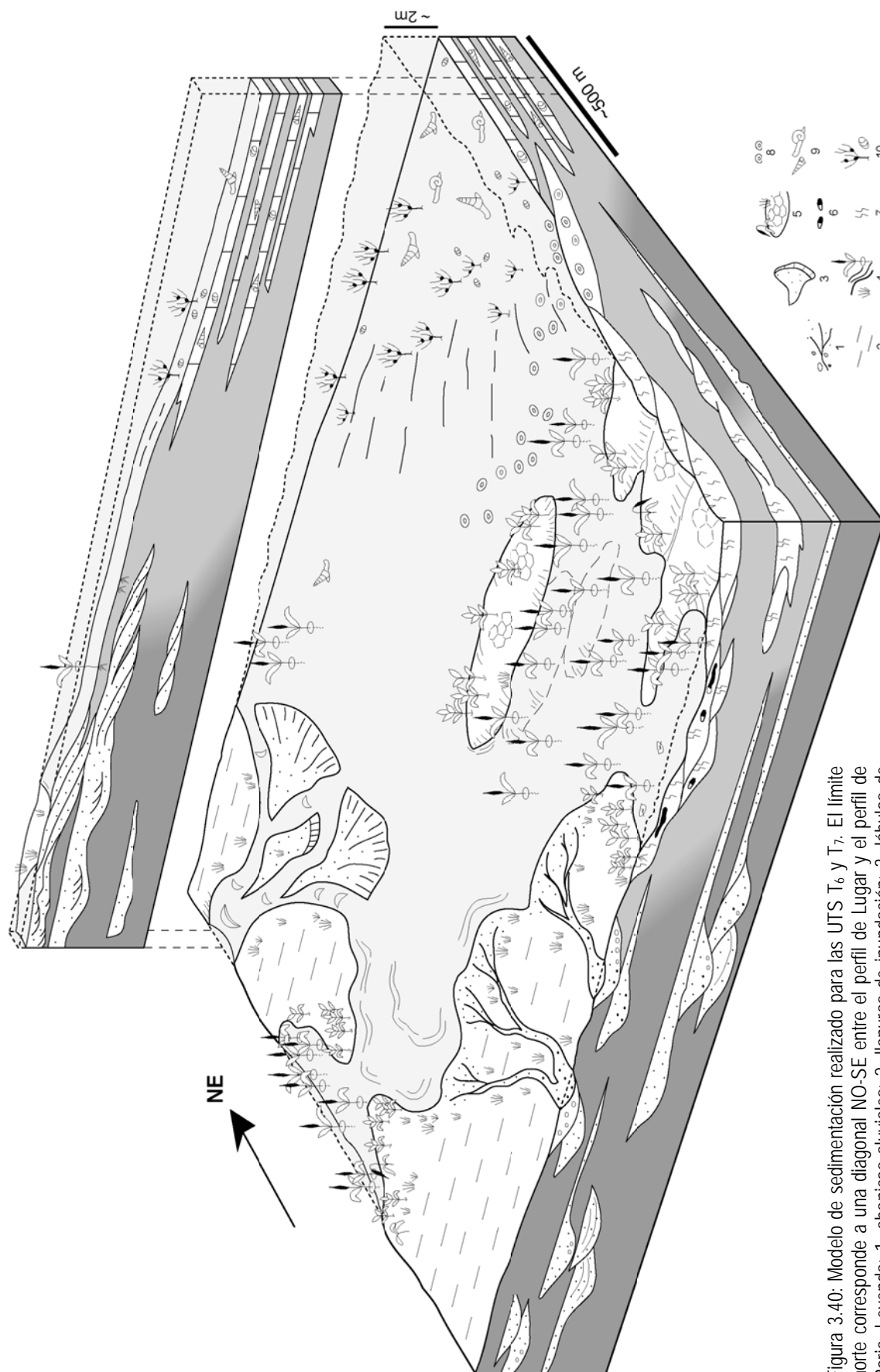


Figura 3.40: Modelo de sedimentación realizado para las UTS T₆ y T₇. El límite norte corresponde a una diagonal NO-SE entre el perfil de Lugar y el perfil de Borja. Leyenda: 1, abanicos aluviales; 2, llanuras de inundación; 3, lóbulos de desembocadura; 4, orlas palustres; 5, montículos carbonatados con vegetación hidrófila y eventual exposición; 6, sílex; 7, bioturbación; 8, oncolitos; 9, gasterópodos; 10, carófitas.

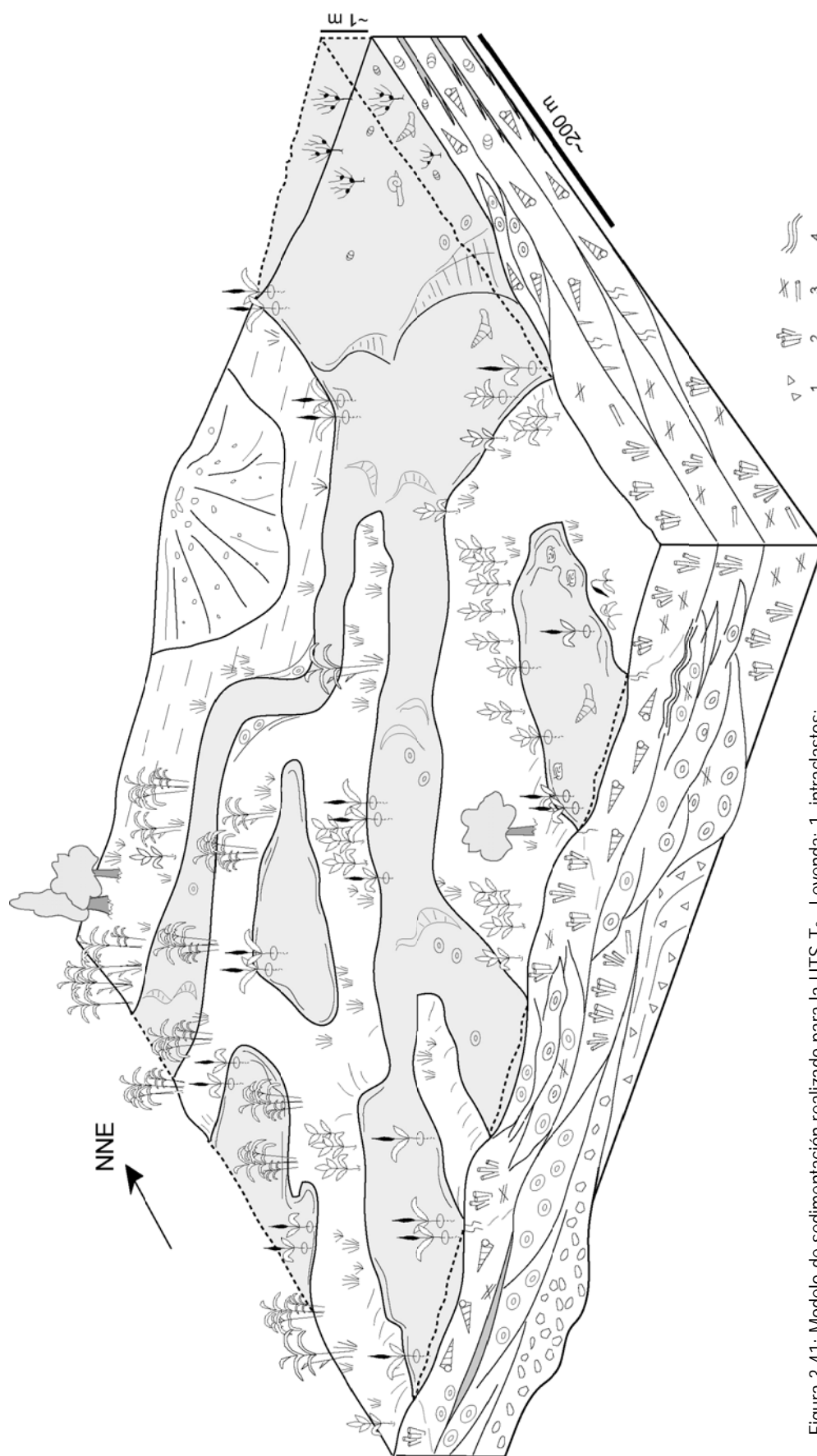


Figura 3.41: Modelo de sedimentación realizado para la UTS T₈. Leyenda: 1, intraclastos; 2, bioconstrucciones de macrofitas; 3, fitoclastos; 4, esifromatolitos; el resto de la leyenda aparece en las figuras 3.40.

procedencia norte y sur y que quedan representados en el registro como las facies Gtgc, Gtm y Lm (ver figura 3.39).

Los sistemas fluviales conglomeráticos y arenosos de la base de la unidad no se incluyen en el modelo debido al desconocimiento de sus equivalentes laterales (ver mapa de facies T₈-1, figura 3.35). Suponen, probablemente, una etapa de incisión de la red fluvial previa al establecimiento del sistema sedimentario representado por el modelo que nos ocupa.

3.6.-CONSIDERACIONES FINALES: COMPARACIÓN DE LAS UNIDADES T₇ Y T₈

El paso de la unidad T₇ a la T₈ implica un cambio drástico en el modelo sedimentario, no tanto por los ambientes involucrados, que son los mismos en ambas unidades (aluvial, fluvial, palustre y lacustre), sino por las facies que se generan y depositan en los respectivos sistemas y su abundancia relativa (fig. 3.42 y 3.43).

Por ejemplo, si comparamos los sistemas fluviales correspondientes constatamos que, tanto en los canales como en las áreas intercanales y las barras de desembocadura, en el caso del conjunto T₆+T₇ los depósitos son exclusivamente detríticos (conglomerados, areniscas y lutitas), mientras que en el caso de T₈ son esencialmente carbonatados (calizas oncolíticas, intraclásticas, bioclásticas de tallos y de tallos verticales).

En cuanto a la abundancia de las distintas facies, las facies terrígenas en la unidad T₈ son volumétricamente muy escasas (fig. 3.42). Por otra parte, las representadas en secuencias como la 2 y la 6a (conglomerados tabulares granocrecientes y masivos, facies Gtgc y Gtm) implican procesos aluviales de carácter proximal, exclusivos en la unidad T₈ (fig. 3.43) y registran aportes detríticos masivos mediante flujos no confinados, desde áreas fuente muy próximas al área de sedimentación y con un gradiente topográfico notable respecto a ésta. Por el contrario, los depósitos aluviales de las unidades T₆ y T₇ corresponden exclusivamente a situaciones distales en el sistema (fig. 3.43).

Todos estos hechos hacen sospechar cambios sustanciales en la paleogeografía (en sentido amplio) durante momentos finales del relleno de la Cuenca del Ebro. Con el capítulo siguiente, centrado en la geoquímica de las facies calizas, se intentará obtener nuevos datos que contribuyan a evaluar el sentido y la importancia de tales cambios.

FACIES		T6 + T7	T8	INTERPRETACIÓN
DETRÍTICAS Y ORGANÓGENAS	Conglomerados lenticulares con estratificación cruzada Glc	■	■	Cursos fluviales poco sinuosos, someros, que transportan gravas y en cuyo fondo se desarrollan barras de crestas onduladas
	Conglomerados tabulares granocrecientes Gtgc		■	Mantos de gravas a partir de flujos acuosos de alta energía, generalmente no canalizados. Partes proximales de abanicos aluviales
	Conglomerados tabulares masivos Gtm		■	Momento de invasión del sistema fluvio-lacustre por mantos de gravas. Partes proximales de abanicos aluviales
	Areniscas lenticulares con estratificación cruzada Alc	■	■	Cursos fluviales poco sinuosos y someros que transportan arenas
	Areniscas con cuerpos sigmoidales As	■		Cursos fluviales que depositan su carga al alcanzar un cuerpo de agua permanente, constituyendo lóbulos arenosos
	Areniscas, arenas y limos tabulares At	■ ■		Flujos laminares inconfiados que generarían los niveles arenosos en sectores distales de abanicos aluviales
	Lutitas masivas Lm	■ ■ ■	■	Decantación en la llanura de inundación (sectores inactivos de sistemas aluviales y fluviales o márgenes lacustres)
	Carbón C	■		Áreas remansadas con etapas de anoxia en los fondos
CARBONATADAS	Margas masivas y laminadas Mm, MI	■ ■ ■	■	Decantación en zonas lacustres tranquilas
	Calizas oncolíticas Co	■	■ ■ ■	Áreas fluviales o lacustres someras sometidas a agitación, donde llegarían fragmentos de tallos que servirían como núcleo para el crecimiento de oncolitos
	Estromatolitos Ce		■	Áreas someras y tranquilas donde hay precipitación de calcita bioinducida formando tapices e incluso biohermos
	Calizas bioclásticas gasterópodos Cbg	■ ■	■ ■ ■	Ambientes fluvio-lacustres o lacustres someros, tranquilos, a veces sometidos a corrientes
	Calizas bioclásticas carofitas Cbc		■	
	Calizas de tallos verticales Ctv		■ ■ ■	Zonas palustres con abundante vegetación hidrófila y precipitación de carbonato en la parte sumergida de la planta
	Calizas bioclásticas tallos Cbt		■ ■ ■	Ambiente fluvio-lacustre y lacustre somero, relativamente energético, adyacente a zonas con vegetación hidrófila
	Calizas masivas bioturbadas y nodulizadas Cmb Cmn	■ ■ ■ ■ ■	■	Áreas palustres con importante desarrollo de vegetación, sometidas a oscilaciones del nivel freático y con periodos de exposición subaérea
	Calizas intraclásticas Ci	■	■ ■	Removilización y resedimentación de facies previas en áreas lacustres someras durante episodios de avenidas

■ escaso ■ ■ frecuente ■ ■ ■ abundante

Figura 3.42: Abundancia relativa de las facies diferenciadas en las unidades T₆+T₇ y T₈.

BLOQUE I: DEPÓSITOS NEÓGENOS DE LA CUENCA DEL EBRO


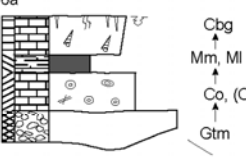
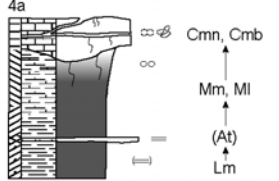
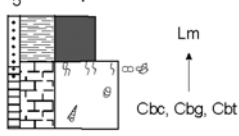
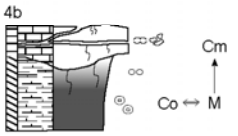
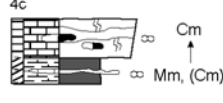


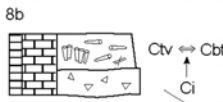
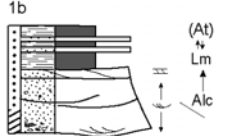
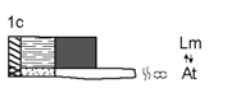

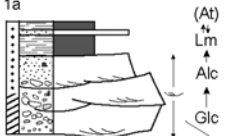

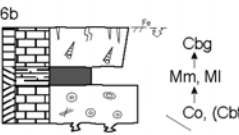

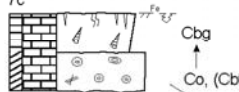
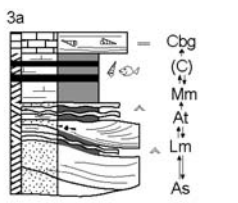
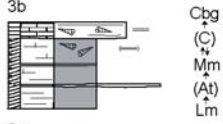
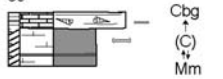
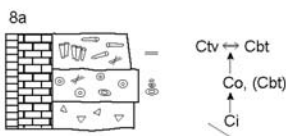
AMBIENTES	Unidades T6+T7	Unidad T8
ALUVIAL PROXIMAL		
ALUVIAL PROXIMAL-LACUSTRE/PALUSTRE		
ALUVIAL DISTAL-LACUSTRE/PALUSTRE (o viceversa)	 	
LACUSTRE-PALUSTRE (o viceversa)	 	  
FLUVIAL s.l.	  	 
FLUVIAL-LACUSTRE/PALUSTRE (o viceversa)		  
BARRAS DE DESEMBOCADURA Y/O LACUSTRE MARGINAL	  	

Figura 3.43: Secuencias representativas de los distintos subambientes interpretados en las unidades T6+T7 y T8.

4- GEOQUÍMICA

4.1- Elementos trazas

4.1.1- Introducción

4.1.2- Materiales analizados y métodos

4.1.3- Resultados

4.2- Isótopos estables

4.2.1- Introducción

4.2.2- Materiales analizados y métodos

4.2.3- Resultados

4.2.3.1- Evolución temporal de la composición isotópica

4.2.3.2- Composición isotópica de las facies

4.2.3.3- Variaciones espaciales de la composición isotópica

4.3- Discusión

4-GEOQUÍMICA

La geoquímica sedimentaria suministra dos tipos de datos: por un lado, aquéllos que sirven para la interpretación genética de los materiales (de utilidad en Sedimentología y Petrología Sedimentaria) y, por otro, los relativos a la evolución de los valores en una sección estratigráfica que sirven como herramienta de correlación con otras secciones.

En este trabajo pretendemos utilizar la información que suministra la geoquímica como un criterio más de diferenciación y caracterización del conjunto inferior (unidades T₆ y T₇) frente al superior (unidad T₈) que, como ya se ha visto en el capítulo anterior, muestran notables diferencias sedimentológicas. Pero además, el estudio de los elementos traza, y sobre todo de los isótopos estables de carbono y oxígeno, permiten afinar las interpretaciones ambientales de las diferentes facies carbonatadas y, así, mejorar el conocimiento de los medios de sedimentación de las tres unidades tectosedimentarias.

4.1-ELEMENTOS TRAZA

4.1.1-Introducción

En una roca sedimentaria se pueden diferenciar los componentes mayoritarios, que constituyen la mayoría de la roca, de los minoritarios, que aparecen en pequeñas proporciones. Dentro de los minoritarios hay unos componentes cuya abundancia se mide en porcentajes y cuyo contenido varía de 0,1 a 5 % en peso y otros, denominados elementos traza, en los que su abundancia se mide en partes por millón en peso y, a veces, en unidades más pequeñas.

Los conceptos de componentes mayoritarios, minoritarios y trazas son relativos; así, un mismo elemento puede ser mayoritario para el conjunto de las rocas sedimentarias, pero considerando un tipo concreto de roca puede ser minoritario o, incluso, traza.

El conocimiento exacto de la abundancia de elementos minoritarios y traza en las rocas y de su evolución a lo largo de un perfil estratigráfico es un criterio útil de división y de correlación entre diferentes secciones estratigráficas (Vera, 1994). Además, la incorporación de los elementos traza a los minerales mayoritarios que forman el sedimento está controlada por las condiciones de formación de ese mineral. Factores como la temperatura, precipitación, composición química del agua o salinidad, entre otros, influyen en la incorporación diferencial de estos elementos minoritarios al sedimento y, por tanto, suponen un registro de los cambios en las condiciones ambientales. Debido a ello, muchos autores consideran a los elementos traza como potenciales indicadores paleoambientales (Calvo *et al.*, 1995; Mayayo *et al.*, 1996; Arenas *et al.*, 2000; Ihlenfeld *et al.*, 2003; Marriott *et al.*, 2004).

4.1.2-Materiales analizados y métodos

Se han muestreado cuatro perfiles estratigráficos en el sector de la Muela de Borja: Lugar,

La Ermita de San Roque, Los Traches y Borja (fig. 2.21). En total se han analizado los elementos minoritarios y trazas de 13 muestras. Las muestras seleccionadas se analizaron previamente mediante difracción de rayos X. Todas ellas se componen exclusivamente de calcita, salvo la muestra LU-32 que presenta pequeñas cantidades de cuarzo (<2%).

Se han elegido muestras situadas a lo largo de las unidades T₇ y T₈, pertenecientes a diferentes facies carbonatadas: calizas oncolíticas (3 muestras), bioclásticas de gasterópodos (4 muestras), bioclásticas de tallos (1 muestra), calizas de tallos verticales (1 muestra) y calizas masivas (4 muestras).

Los análisis de elementos traza se han realizado en XRAL Laboratories de Toronto (Canadá) mediante el método ICP70 con agua regia. Este método analiza los siguientes elementos: Li, Be, Na, Mg, Al, P, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Sr, Y, Zr, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Ba, La, W, Pb y Bi. En la figura 4.1 se presentan los datos obtenidos para las trece muestras ordenadas por perfiles, indicando la facies a la que corresponden; solamente se tabulan aquellos elementos, ordenados por su peso atómico, cuya detección ha resultado positiva al menos en una muestra.

4.1.3-Resultados

Como ya se ha comentado en la introducción, uno de los objetivos del análisis de los elementos traza es caracterizar y diferenciar las UTs desde otro punto de vista más. Para ello se han ordenado las distintas muestras analizadas en función de su situación estratigráfica; además se han calculado los valores medios y la desviación estándar de cada elemento para cada unidad (ver figura 4.2).

En la figura 4.1 se observa que varios elementos solamente aparecen en una o, como máximo, en dos muestras. Estos son el fósforo (presente en las muestras BO-44 y BO-51), arsénico (presente en BO-51), circón (presente en BO-72), plata y antimonio (presente en ER-10) y plomo (presente en ER-27b) y, por ello, no se vuelven a considerar en este apartado.

En esta tabla 4.2 se observa que los contenidos medios de todos los elementos reflejan mayor abundancia en la unidad inferior (T₇) que en la superior (T₈). Esto mismo aparece representado en los gráficos de la figura 4.3A y B. Otro aspecto a resaltar es que ambos trazos muestran un cierto paralelismo, es decir, pese a la menor abundancia de los elementos presentes en la unidad T₈ parece existir un comportamiento similar en cuanto a la incorporación de los elementos al sedimento ($r=0,98$).

En la figura 4.4 se muestran los análisis de los elementos más significativos donde las muestras aparecen ordenadas en función de su situación estratigráfica en la sucesión regional de las unidades T₇ y T₈ (ver figura 4.9 más adelante). Para cada elemento se muestra el límite de detección del método ICP70 con agua regia, la unidad de medida (ppm) y el rango de valores entre los que oscilan los datos.

Se puede diferenciar los elementos en función de su abundancia:

Perfil	Unidad	Muestra		Facies	Elemento (unidad)																				
		Muestra	Facies		Li (ppm)	Na (%)	Mg (%)	Al (%)	P (%)	K (%)	Cr (ppm)	Mn (ppm)	Fe (%)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	As (ppm)	Sr (ppm)	Y (ppm)	Zr (ppm)	Mo (ppm)	Ag (ppm)	Sb (ppm)	Ba (ppm)	La (ppm)
Lugar	T ₇	LU-21C	Co	2	0,02	0,31	0,06	<0,01	0,02	8	166	0,08	2	1,5	5,0	<3	783	4,4	<0,5	1	<0,2	<5	445	3,2	<2
		LU-26	Cm	1	<0,01	0,27	0,05	<0,01	0,02	3	195	0,05	2	1,7	2,3	<3	839	<0,5	<0,5	1	<0,2	<5	19	0,6	<2
		LU-32	Cm	2	<0,01	0,29	0,12	<0,01	0,03	16	484	0,09	2	3,0	4,1	<3	642	4,8	<0,5	<1	<0,2	<5	6	2,5	<2
		LU-40	Cm	2	<0,01	0,29	0,11	<0,01	0,03	7	570	0,09	2	1,8	3,1	<3	1210	1,5	<0,5	1	<0,2	<5	206	1,3	<2
Ermita de San Roque	T ₈	ER-10	Cbt	<1	<0,01	0,08	0,07	<0,01	0,02	1	3	0,08	1	1,8	2,0	<3	157	0,7	<0,5	<1	>10	11	3	1,0	<2
		ER-27B	Ctv	<1	<0,01	0,11	0,01	<0,01	0,01	7	9	0,03	1	1,3	11,4	<3	299	<0,5	<0,5	1	<0,2	<5	22	0,9	7
Los Traches	T ₈	LT-27	Cbg	1	0,01	0,09	0,04	<0,01	0,02	4	30	0,04	1	0,6	1,6	<3	243	<0,5	<0,5	<1	<0,2	<5	13	0,7	<2
		LT-49B	Co	<1	<0,01	0,09	0,04	<0,01	0,01	<1	16	0,05	1	1,7	1,3	<3	298	<0,5	<0,5	1	<0,2	<5	12	0,7	<2
Borja	T ₇	BO-33	Cm	1	0,01	0,25	0,02	<0,01	<0,01	3	170	0,08	2	1,1	2,2	<3	596	<0,5	<0,5	1	<0,2	<5	8	0,5	<2
		BO-44	Cbg	3	0,03	0,39	0,13	0,01	0,04	<1	308	0,13	4	3,3	6,2	<3	718	<0,5	<0,5	<1	<0,2	<5	21	1,0	<2
	BO-51	Cbg	2	0,02	0,24	0,09	0,02	0,04	1	675	0,49	3	4,6	8,2	5	435	2,4	<0,5	1	<0,2	<5	17	1,7	<2	
	BO-72	Co	<1	<0,01	0,10	0,07	<0,01	0,02	<1	17	0,07	2	0,8	1,9	<3	236	8,5	2,5	1	<0,2	<5	10	3,4	<2	
	T ₈	BO-82	Cbg	<1	<0,01	0,08	0,01	<0,01	<0,01	<1	6	0,01	1	1,1	1,1	<3	202	<0,5	<0,5	1	<0,2	<5	8	0,6	<2

Figura 4.1: Composición de elementos traza de las trece muestras analizadas con indicación del perfil estratigráfico donde se han recogido.

		ELEMENTOS (ppm)															
Muestra	UTS	Na	Mg	Al	K	Mn	Fe	Sr	Ba	Cr	Ni	Cu	Zn	Y	Mo	La	Li
BO-82	T ₈	<100	800	100	<100	6	100	202	8	<1	1	1,1	1,1	<0,5	1	0,6	<1
LT-49b		<100	900	400	100	16	500	298	12	<1	1	1,7	1,3	<0,5	1	0,7	<1
BO-72		<100	1000	700	200	17	700	236	10	<1	2	0,8	1,9	8,5	1	3,4	<1
LT-27		100	900	400	200	30	400	243	13	4	1	0,6	1,6	<0,5	<1	0,7	1
ER-27b		<100	1100	100	100	9	300	299	22	7	1	1,3	11,4	<0,5	1	0,9	<1
ER-10		<100	800	700	200	3	800	157	3	1	1	1,8	2,0	0,7	1	1,0	<1
Promedio T₈		<100	916,7	400,0	<150	13,5	466,7	239,2	11,3	<2,5	1,2	1,2	3,2	<1,9	<1	1,2	<1
Desviación estándar			116,7	268,3		9,8	258,2	55,1	6,3		0,4	0,5	4,0			1,1	
BO-51	T ₇	200	2400	900	400	675	4900	435	17	1	3	4,6	8,2	2,4	1	1,7	2
BO-44		300	3900	1300	400	308	1300	718	21	<1	4	3,3	6,2	<0,5	<1	1,0	3
BO-33		100	2500	200	<100	170	800	596	8	3	2	1,1	2,2	<0,5	1	0,5	1
LU-40		<100	2900	1100	300	570	900	1210	206	7	2	1,8	3,1	1,5	1	1,3	2
LU-32		<100	2900	1200	300	484	900	642	6	16	2	3,0	4,1	4,8	<1	2,5	2
LU-26		<100	2700	500	200	195	500	939	19	3	2	1,7	2,3	<0,5	1	0,6	1
LU-21c		200	3100	600	200	166	800	783	445	8	2	1,5	5,0	4,4	1	3,2	2
Promedio T₇	<157	2914,3	828,6	<271,4	366,9	1442,9	746,1	103,1	<5,6	2,4	2,4	4,4	<2,1	<1	1,5	1,9	
Desviación estándar			498,1	407,1		209	1542,6	243,6	166,9		0,8	1,2	2,2			1,0	0,7

Figura 4.2: Contenido en elementos traza de todas las muestras con indicación de su situación estratigráfica. Se muestran los valores promedio de cada unidad y la desviación estándar.

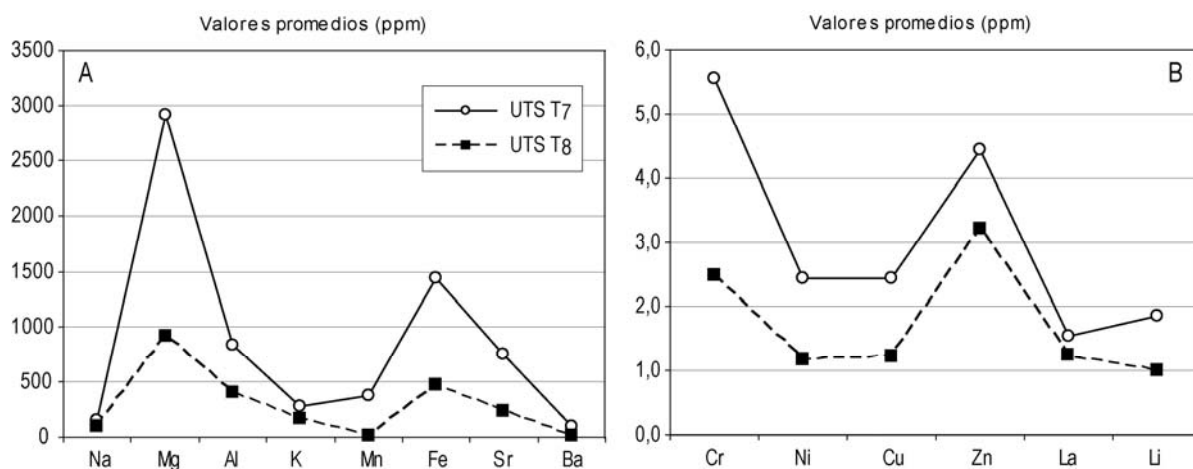


Figura 4.3A y B: Proyección de los valores promedio de cada elemento para las dos unidades estudiadas.

- Elementos que muestran valores netamente distintos según su situación estratigráfica, y así permiten separar las dos unidades tectosedimentarias consideradas. Estos elementos son Mg, Mn, Ni, Sr y Li.
- Elementos que no muestran un patrón claro de abundancia en función de su situación estratigráfica. Estos elementos son Na, Al, K, Fe, Ba, Cr, Cu, Zn, y La.

A continuación se presenta una breve descripción de aquellos elementos que permiten establecer diferencias entre las unidades T₇ y T₈:

Mg: El magnesio presenta valores mínimos de 800 ppm en las muestras ER-10 y BO-82 y valores máximos de 3900 ppm en la muestra BO-44. En conjunto, se observan valores en torno a

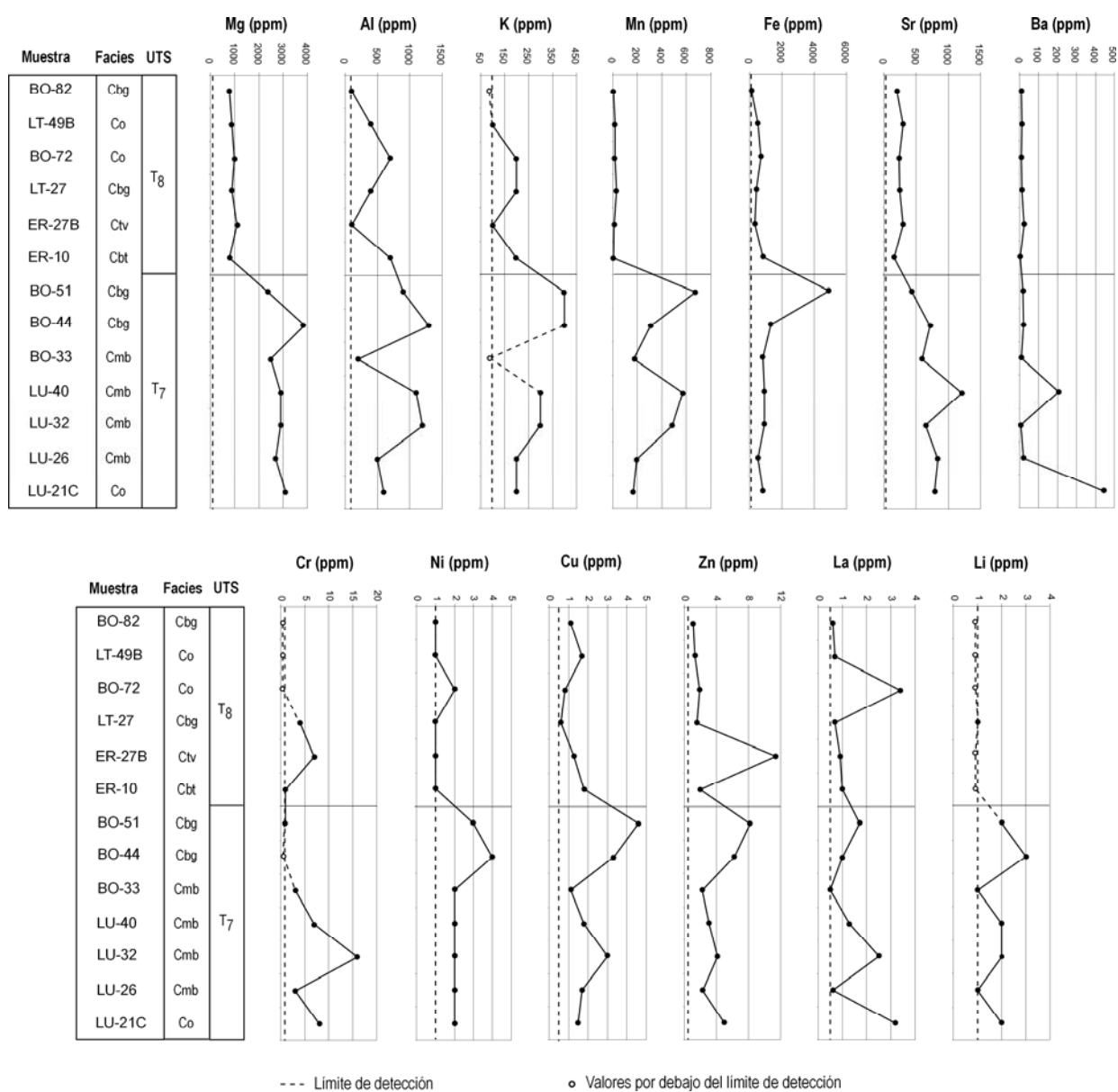


Figura 4.4: Evolución vertical en el contenido de los elementos traza estudiados. El límite de detección para cada elemento se ha indicado con una línea discontinua y las muestras con un contenido por debajo de dicho límite se han señalado con un círculo hueco.

2500-3000 ppm para la UTS T₇ y valores menores, en torno a 900 ppm, para la UTS T₈. Así pues, este elemento permite establecer una diferencia clara entre ambas unidades.

Mn: El manganeso muestra valores mínimos de 3 ppm en la muestra ER-10 y valores máximos de 675 ppm para la muestra BO-51. En este caso, al igual que para el Mg, se observa una notable diferencia entre los valores promedios de T₈ (13,5 ppm) y los de T₇ (366,9 ppm), aunque para ambas unidades se aprecia una mayor variabilidad de los datos que para el Mg. No obstante, es un elemento válido para establecer diferencias entre las dos unidades.

Ni: El níquel muestra valores mínimos de 1 ppm para un total de cinco muestras (ER-10, ER-27b, LT-27, LT-49b y BO-82) y máximos de 4 ppm para la muestra BO-44. Al observar el conjunto de valores se ve una clara diferencia entre los valores de las dos unidades, menores para la UTS T₈ y mayores para la T₇. Esto hace del níquel otro elemento apto para la diferenciación de las dos unidades.

Sr: El estroncio presenta valores mínimos de 157 ppm para la muestra ER-10 y valores máximos de 1210 ppm para la muestra LU-40. Los valores promedio para ambas unidades son claramente diferentes, mayores para la unidad T₇ (T₇: 746,1 ppm y T₈: 239,2 ppm), así podemos considerar este elemento como válido para la caracterización de las dos unidades.

Li: Hay cinco muestras con contenidos en litio por debajo del límite de detección (ER-10, ER-27b, BO-72, LT-49b y BO-82) todas ellas incluidas dentro de la unidad T₈, mientras que las muestras de la unidad T₇ presentan valores entre 1 y 3 ppm. Se puede considerar que este elemento permite diferenciar estas dos unidades en función de su ausencia o presencia.

En resumen, se observa que estos cinco elementos son más abundantes en la unidad inferior que en la superior, donde pueden incluso no llegar a detectarse con el método de análisis utilizado. Además, si consideramos los restantes elementos analizados, cuyos promedios están representados en la figura 4.3, se observa que en conjunto todos son más abundantes en la unidad inferior. Esto nos permite hablar de una mayor mineralización de las aguas de la unidad T₇ frente a la T₈, si bien hay que decir que los valores de la unidad T₇ entran dentro de la normalidad para este tipo de rocas carbonatadas (Calvo *et al.*, 1995; Mayayo *et al.*, 1996).

Se puede relacionar la mayor mineralización de las aguas de la UTS T₇ con procesos de evaporación que producirían la concentración de ciertos elementos, favoreciendo así que esos elementos se incorporaran a la red de la calcita. Estas condiciones de evaporación y concentración de las aguas son compatibles con un sistema lacustre hidrológicamente cerrado como el propuesto para la unidad T₇ en la Cuenca del Ebro (Riba *et al.*, 1983; Pardo *et al.*, 2004).

El hecho de que el contenido en elementos traza de las dos unidades consideradas muestren un alto grado de paralelismo, como evidencia el coeficiente de correlación calculado a partir de los valores medios de cada elemento ($r=0,98$), sugiere que las aguas a partir de las que se forma el sedimento en ambas unidades tuvieron un quimismo similar y que sería el aumento de la concentración de las aguas debido a la evaporación lo que provocaría los contenidos mayores de elementos traza en la unidad T₇ frente a T₈.

4.2-ISÓTOPOS ESTABLES

4.2.1-Introducción

Un átomo se define, de forma muy simple, como un núcleo constituido por la suma de protones y neutrones, que acumulan la mayor parte de la masa y toda la carga positiva, y una corteza formada por electrones, que presentan la carga negativa.

Para un mismo elemento el número de protones es siempre constante, sin embargo el número de neutrones puede ser diferente, generándose así los distintos isótopos de un mismo elemento. El número variable de neutrones presente en los isótopos hace que éstos tengan ligeras diferencias de masa y energía, que causan cambios en sus propiedades físicas y químicas.

Entre los isótopos se pueden diferenciar dos tipos: los estables y los radiactivos. Los primeros son los que permanecen con la misma estructura atómica a lo largo del tiempo, mientras que los radiactivos son los que sufren, a partir del momento de su formación, un proceso de desintegración hasta alcanzar formas más estables. Del conjunto de elementos químicos naturales (92), existen aproximadamente 300 isótopos estables y 1200 isótopos radiactivos. Son los isótopos estables los que tienen interés en este trabajo porque suministran información sobre las condiciones de depósito de los materiales.

La composición isotópica de los elementos naturales estables no es constante, sino que varía en los diferentes minerales y rocas. Estas variaciones son tanto mayores cuanto menor es el peso atómico del elemento, siendo inapreciables para los de masa superior a 40.

Como en el sector de Borja-Tarazona dominan los carbonatos, las relaciones analizadas han sido $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. Por ello, los comentarios que se hacen a continuación se refieren a O y C en carbonatos. En la figura 4.5 se recogen las características de estos dos isótopos estables y sus estándares de medición.

Elemento	Abundancia de los isótopos naturales	Relación (R)	Estándar
Carbono	^{12}C 98,89%	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	PDB
	^{13}C 1,11%		
Oxígeno	^{16}O 99,76%	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	PDB SMOW
	^{17}O 0,04%		
	^{18}O 0,20%		

Figura 4.5: Características principales de los isótopos estables utilizados en este trabajo, O y C, y sus estándares de medición.

La abundancia isotópica se expresa en términos relativos y se refiere a la relación isotópica (R) entre las proporciones de un isótopo poco abundante y las proporciones del isótopo abundante (por ejemplo, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ o $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$). En la naturaleza estas variaciones son infinitesimales y de costosa determinación. Por ello, la relación isotópica se mide por comparación con un patrón de relación conocida o estándar internacional. La diferencia relativa, expresada en partes por mil, entre R

muestra y R patrón se designa con la letra δ . Es decir:

$$\delta\left(\frac{\text{muestra}}{\text{estándar}}\right) = \frac{R_{\text{muestra}} - R_{\text{estándar}}}{R_{\text{estándar}}} \cdot 10^3$$

Los principales estándares internacionales de referencia son:

- para el oxígeno: SMOW y PDB.
- para el carbono: PDB.

El SMOW (Standard Mean Ocean Water) es un agua cuya relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ es muy parecida a la del conjunto de los océanos.

El PDB (Pee Dee Belemnite) es un patrón carbonatado, el rostro de un Belemnites del Cretácico de la Formación Pee Dee de Carolina del Sur (Estados Unidos). Se usa para carbonatos sedimentarios.

Al cambio en la proporción de los isótopos de un elemento durante un proceso o reacción se le denomina fraccionamiento. La medida de la amplitud de estos efectos isotópicos cuando intervienen dos o más componentes de un sistema es el factor de fraccionamiento α ; este factor es una constante que depende de la temperatura. El factor de fraccionamiento entre dos compuestos A y B se define como $\alpha_{A-B} = R_A/R_B$.

Esta variación en la composición isotópica o fraccionamiento isotópico es consecuencia del comportamiento ligeramente diferente que presentan los isótopos de un elemento en los cambios de fase, resultado de las ligeras diferencias en sus propiedades nucleares. La diferencia de masa propicia distintas frecuencias de vibración de los isótopos en la estructura cristalina, que son mayores para los isótopos más ligeros, lo que proporciona para éstos una menor fuerza de enlace y hace que en las transformaciones con cambio de fase los isótopos ligeros tiendan a concentrarse en la fase más ligera.

Según Krauskopf (1979) los mecanismos de separación de isótopos pueden ser:

- Mecanismos dependientes de las proporciones físicas: los cambios de fase vapor-agua-sólido. Como regla general, el isótopo pesado tiende a concentrarse en la fase en que los enlaces son más fuertes. Así, los procesos de evaporación y difusión producen la concentración de los isótopos ligeros en la fase vapor y de los pesados en el líquido.
- Reacciones de intercambio que dan equilibrio isotópico entre dos o más sustancias.
- Separación dependiente de tasas de reacción química. Es importante en los casos de fraccionamiento biogénico: las reacciones enzimáticas fotosintéticas y biosintéticas llevan consigo un empobrecimiento en isótopos pesados por parte de los organismos.

Los isótopos del Oxígeno:

El oxígeno se presenta en la naturaleza bajo una forma dominante: ^{16}O (99,76%), y otros dos isótopos minoritarios: ^{17}O (0,04%) y ^{18}O (0,20%). Debido a su abundancia y a la diferencia de masa, la razón isotópica es $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, expresada en partes por mil con respecto a cualquiera de los dos estándares válidos para el oxígeno (SMOW y PDB).

La relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ informa sobre la composición isotópica del oxígeno de las aguas en que se formaron los carbonatos. En general, la evaporación produce una pérdida de ^{16}O del medio y, por tanto, lleva asociado un enriquecimiento de las aguas en el isótopo pesado, ^{18}O . Así, conforme aumenta el tiempo de permanencia de las aguas meteóricas, inicialmente ricas en ^{16}O , éstas se van enriqueciendo en ^{18}O , con el consiguiente enriquecimiento de los precipitados en ese isótopo.

Los valores del $\delta^{18}\text{O}$ de una roca sedimentaria pueden ser los originarios del depósito o haber sufrido modificaciones en la diagénesis. La interpretación genética y significado paleogeográfico se limita a los casos en que los valores originarios se mantengan sin haber sufrido modificación. La señal isotópica originaria ($\delta^{18}\text{O}$) de un fósil o de una roca sedimentaria depende de varios factores (Vera, 1994): temperatura, salinidad, efecto vital y efecto glacial.

En general, el $\delta^{18}\text{O}$ de los sedimentos carbonatados lacustres (fig. 4.6) depende de la temperatura y de la composición isotópica del agua en que se han formado (Leng y Marshall, 2004), siendo esta última el resultado de una serie de factores:

- la composición media de las precipitaciones en la cuenca de drenaje, que a su vez depende de la latitud, continentalidad, altitud y temperatura de precipitación (Siegenthaler y Eicher, 1986),
- el tiempo de residencia del cuerpo de agua, que es función principalmente de la relación precipitación/evaporación, hidrología del lago, humedad del aire y salinidad del agua (Buchardt y Fritz, 1980; Gat, 1981; Gonfiantini, 1986; Leng y Marshall, 2004).

Las variaciones de los efectos relativos de estos factores a lo largo del tiempo pueden llevar a diferencias importantes de $\delta^{18}\text{O}$, del orden de 10 a 20‰, en los carbonatos precipitados (Kelts y Talbot, 1990).

A diferencia del medio marino, para los medios lacustres fósiles no se conoce la composición isotópica original del agua que formaba los lagos. De ahí que no sea posible aplicar las

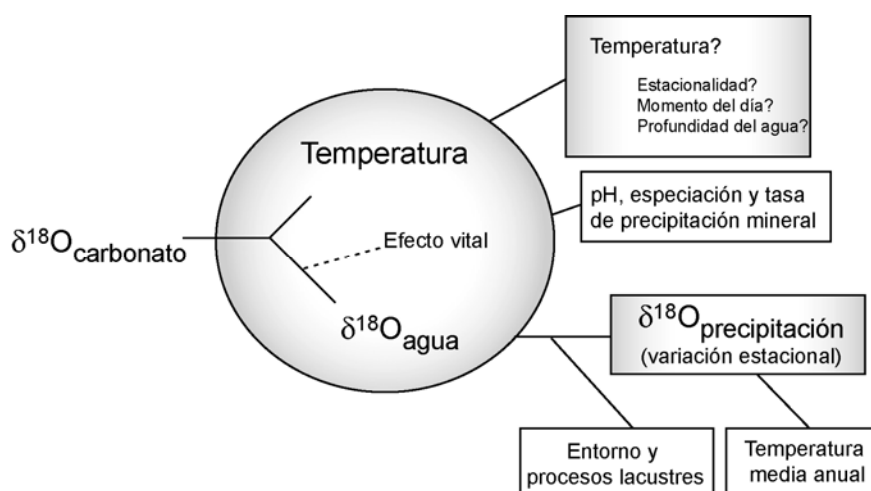


Figura 4.6: Factores que controlan el $\delta^{18}\text{O}$ en sedimentos lacustres carbonatados (tomado de Leng y Marshall, 2004).

diversas fórmulas que existen (Bottinga, 1968; Fontes y Pouchan, 1975; Anderson y Arthur, 1983; Kim y O'Neil, 1997) para el cálculo de paleotemperaturas de las aguas en el medio lacustre.

Los isótopos del Carbono:

El carbono se presenta en la naturaleza bajo una forma dominante: ^{12}C (98,89%), y otros dos isótopos minoritarios: ^{13}C estable (1,11%) y ^{14}C radiactivo. La razón isotópica utilizada es $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, expresada en partes por mil con respecto al estándar válido para el carbono (PDB).

El contenido en $\delta^{13}\text{C}$ aporta información sobre la fuente o el origen del carbono en el carbonato. En general, se puede considerar que existen dos reservorios de carbono: el de carbono inorgánico oxidado, como CO_2 , HCO_3^- y minerales carbonatados, y el carbono orgánico reducido, como compuestos orgánicos, combustibles fósiles y carbono nativo. Existe un intercambio constante entre uno y otro de forma que se mantiene un equilibrio.

La composición isotópica del carbono ($\delta^{13}\text{C}$) es la suma de los siguientes factores (Kelts y Talbot, 1990):

- posibles contribuciones a partir de la disolución de granos de carbonato, es decir, la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de las aguas que llegan a la cuenca de drenaje depende de la $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de las rocas del área fuente,
- el intercambio de CO_2 con la atmósfera, que es función del pH, salinidad, composición, CO_2 total disuelto, entre otros factores, turbulencia del agua,
- el consumo de CO_2 por fotosíntesis (Mckenzie, 1985; Schidlowski, 1987),
- la proporción de degradación y reciclado de materia orgánica terrestre y acuática pobre en ^{13}C ,
- los procesos bacterianos, como la sulfo-reducción y metanogénesis.

La influencia de la temperatura del agua sobre el $\delta^{13}\text{C}$ de los sedimentos carbonatados que precipitan es menor que en el caso del $\delta^{18}\text{O}$. A igual que en el fraccionamiento del oxígeno, el $\delta^{13}\text{C}$ está controlado por el "efecto vital"; así, los valores para cada especie son diferentes, aunque se mantiene un marcado paralelismo entre los valores de las diferentes especies a lo largo del tiempo. En general, la actividad de los organismos y en particular la fotosíntesis implica la utilización preferente del ^{12}C , con el consiguiente enriquecimiento en ^{13}C del medio. Al contrario, la degradación de la materia orgánica implica aportes de CO_2 enriquecido en ^{12}C al medio ($\delta^{13}\text{C}$ entre -5 y -35 ‰ PDB) De ahí que los carbonatos de aguas dulces presenten, en general, $\delta^{13}\text{C}$ con valores tanto más bajos cuanto mayor es el aporte de CO_2 húmico y tanto más altos cuanto mayor sea el intercambio con el CO_2 atmosférico (fig. 4.7).

En sedimentos carbonatados continentales los valores de $\delta^{13}\text{C}$ pueden indicar el tipo de vegetación preponderante y, a partir de ello, deducir los aspectos climáticos dominantes durante su génesis (Wright y Tucker, 1991; Ding y Yang, 2000; Lamb *et al.*, 2004). La materia orgánica derivada de plantas arbóreas y arbustivas, tipo C3, tiene valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -20 y -32‰ PDB. Sin embargo, la materia orgánica derivada de ciertos tipos de plantas herbáceas, vegetación tipo C4,

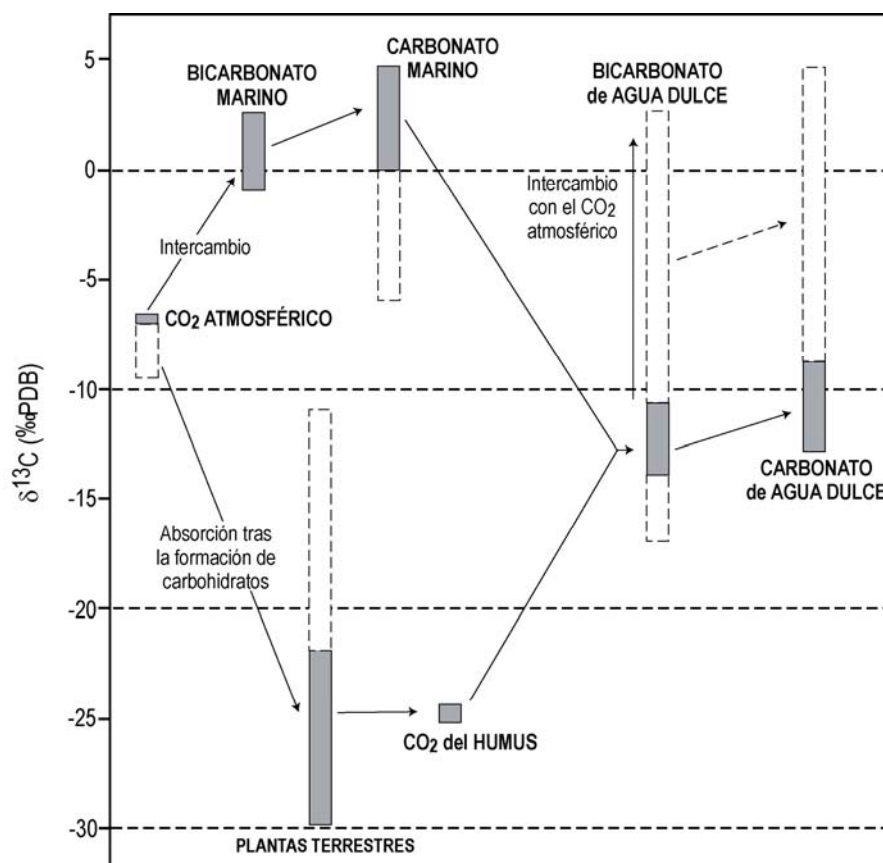


Figura 4.7: Ciclo simplificado del carbono. Sombreadas aparecen las composiciones isotópicas más frecuentes, mientras que con líneas discontinuas aparecen los valores menos frecuentes (tomado de Hillaire-Marcel, 1984).

presentan valores más altos de $\delta^{13}\text{C}$ entre -17 y -9‰ PDB (Leng y Marshall, 2004).

La composición isotópica de carbono de los carbonatos refleja esencialmente el contenido en $\delta^{13}\text{C}$ del carbono total disuelto en el agua a partir de la cual se formaron. A continuación, de modo orientativo, se citan algunos valores del $\delta^{13}\text{C}$ para distintos ámbitos (Leng y Marshall, 2004):

- $\delta^{13}\text{C} = -7\text{‰}$ PDB en el CO_2 atmosférico.
- $\delta^{13}\text{C} = 0$ a 4‰ PDB en calizas de origen marino.
- $\delta^{13}\text{C} = -7\text{‰}$ PDB en calizas no marinas.
- $\delta^{13}\text{C} = -20$ a -32‰ PDB en materia orgánica (plantas C3).

4.2.2-Materiales analizados y métodos

Se han muestreado seis perfiles estratigráficos situados en la Muela de Borja; son los perfiles de Lugar, Lugar Sur, Ermita de San Roque, Caragüelles Sur, Los Traches y Borja (figs. 2.21 y 2.22). Entre los seis perfiles se ha analizado el $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de 105 muestras que representan todas las facies carbonatadas descritas en el capítulo de Sedimentología: Calizas oncolíticas (17 muestras), Calizas bioclásticas de gasterópodos (17 muestras), Calizas bioclásticas de carofitas (2 muestras), Calizas bioclásticas de tallos (3 muestras), Calizas de tallos verticales (2 muestras), Calizas masivas bioturbadas y nodulizadas (38 muestras), Calizas intraclásticas (3 muestras) y Margas (23 muestras).

En los perfiles estratigráficos correspondientes, las muestras que han sido analizadas isotópicamente aparecen subrayadas.

Las muestras seleccionadas fueron estudiadas previamente en microscopio petrográfico, evitando aquéllas que incluían texturas recristalizadas o cementos tardíos. Al mismo tiempo, fueron analizadas por difracción de rayos X de muestra total. Las muestras calizas están formadas mayoritariamente por calcita con proporciones variables de cuarzo (entre un 1 y 28%). Las margas presentan contenidos bastante altos de cuarzo y feldespatos (hasta un 53%) y de minerales de la arcilla (hasta un 28%); sin embargo, hay varias muestras formadas prácticamente en su totalidad por calcita, por lo que es necesario aclarar que el término marga es una denominación establecida en función del aspecto de campo de la roca. Solamente se ha encontrado dolomita en dos muestras de margas, BO-45 y LU-38, donde la proporción de dolomita es 18% y 37% respectivamente. Los análisis de rayos X se han realizado en el servicio de difracción de Rayos X de la Universidad de Zaragoza.

El tratamiento para el análisis isotópico ha sido el estándar para las muestras calcíticas: previa molienda y tamizado, desecación por calentamiento en vacío a 400°C y ataque con H_3PO_4 al 103% y a 25°C durante 12 horas (o hasta reacción total para la fracción dolomítica). Los análisis se expresan en ‰ con referencia al PDB estándar. La precisión analítica y reproducibilidad de los resultados es $\approx 0,1\%$. Las muestras se han analizado en el Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca y en el Laboratorio de Isótopos Estables de El Zaidín (Granada).

En la figura 4.8 se exponen los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y la composición mineralógica global de las muestras analizadas. Éstas aparecen ordenadas por perfiles, y además se indica a qué facies corresponde cada una. La situación estratigráfica de las muestras analizadas, así como los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para cada una de las muestras aparece en la figura 4.9.

► *Figura 4.8: Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) y mineralógica global de las 105 muestras analizadas. Las muestras aparecen ordenadas por perfiles y se indica a qué facies corresponde cada muestra. Los valores de las muestras analizadas en el Laboratorio de Isótopos Estables de El Zaidín (Granada) aparecen en cursiva.*

Nº Orden	Perfil	Unidad	Muestra	Facies	Composición Isotópica		Composición Mineralógica (% peso)			
					$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	Calcita	Dolomita	Cuarzo + feldespatos	Min. Arcilla
1	Lugar (Fig. 2.5)	T ₆	LU-4	Cmb	-8,8	-7,4	100	0	0	0
2			LU-6a	M	-7,3	-5,3	29	0	51	20
3			LU-6b	M	-7,5	-5,3	33	0	51	16
4			LU-7	M	-8,3	-6,3	67	0	33	0
5			LU-8	Cmb	-10,1	-7,3	99	0	1	0
6			LU-10	Cmb	-9,0	-6,6	99	0	1	0
7		T ₇	LU-16	M	-8,7	-6,0	61	0	39	0
8			LU-17	Cmb	-10,1	-6,6	99	0	1	0
9			LU-20	Cmb	-7,9	-7,3	88	0	3	9
10			LU-21a	M	-9,0	-8,1	84	0	16	0
11			LU-21c	Co	-9,1	-7,7	100	0	0	0
12			LU-24	Cmb	-7,9	-7,3	96	0	4	0
13			LU-26	Cmb	-8,7	-7,8	100	0	0	0
14			LU-27	M	-8,0	-7,9	83	0	17	0
15			LU-28	Cmn	-10,9	-8,5	96	0	4	0
16			LU-30	Cmb	-9,2	-8,2	97	0	3	0
17			LU-32	Cmb	-8,6	-7,1	98	0	2	0
18			LU-34	Cmb	-10,1	-8,0	95	0	5	0
19			LU-36	Cmb	-8,4	-7,3	93	0	7	0
20			LU-38 _{cal}	M	-4,28	-5,98	5	37	48	10
			LU-38 _{dol}	M	-3,46	-4,84	5	37	48	10
21			LU-40	Cmb	-9,0	-7,6	100	0	0	0
22			LU-48	M	-8,0	-9,0	91	0	9	0
23			LU-49	Cmn	-8,3	-8,7	95	0	5	0
24	LU-52	Cmb	-7,7	-7,9	88	0	12	0		
25	Lugar Sur (Fig. 2.6)	T ₇	LS-2	Cmn	-8,6	-7,6	99	0	1	0
26			LS-4	M	-8,3	-8,6	58	0	33	9
27			LS-10	Cmb	-7,6	-7,3	82	0	18	0
28			LS-16	M	-8,2	-8,2	65	0	19	16
29			LS-18	Cm	-7,7	-8,1	72	0	28	0
30			LS-20	Cm	-7,6	-8,5	99	0	1	0
31			LS-26	Cm	-6,1	-8,7	97	0	3	0
32			LS-30	Cmb	-7,3	-8,1	99	0	1	0
33			CA-5	Cbg	-7,7	-6,0	97	0	3	0
34			CA-6	Cbg	-7,4	-5,3	100	0	0	0
35	Borja (Fig. 2.7)	T ₆	BO-0	M	-8,8	-4,2	35	0	37	28
36			BO-3a	Cmb	-8,6	-4,7	64	0	36	0
37			BO-3b	M	-7,8	-4,2	28	0	44	28
38		T ₇	BO-4a	M	-8,3	-5,1	46	0	43	11
39			BO-4b	Cmb	-9,1	-6,2	86	0	14	0
40			BO-5b	M	-8,5	-5,4	63	0	22	15
41			BO-6	Cmb	-9,1	-7,0	100	0	0	0
42			BO-7	Cmn	-7,9	-6,2	92	0	8	0
43			BO-9a	M	-7,7	-5,8	53	0	19	28
44			BO-9b	Cm	-7,5	-6,5	94	0	6	0
45			BO-13a	M	-7,1	-4,7	41	0	54	5
46			BO-13b	Cm	-7,5	-8,0	95	0	5	0
47			BO-14	Co	-7,4	-7,5	99	0	1	0
48			BO-22	Cm	-8,8	-7,4	100	0	0	0
49			BO-25	Cm	-6,8	-8,3	98	0	2	0
50	BO-27	Cmb	-7,0	-6,9	89	0	11	0		

BLOQUE I: DEPÓSITOS NEÓGENOS DE LA CUENCA DEL EBRO

51			BO-29	Cmb	-9,3	-8,1	96	0	4	0
52			BO-32	Cm	-6,7	-7,2	99	0	1	0
53			BO-33	Cmb	-7,5	-7,6	100	0	0	0
54			BO-42	Cmn	-7,0	-8,3	98	0	2	0
55			BO-43	Cmb	-7,4	-8,2	100	0	0	0
56			BO-44	Cbg	-6,6	-7,0	100	0	0	0
57			BO-45 _{cal}	M	-7,0	-5,2	15	18	53	14
			BO-45 _{dol}	M	-3,0	-3,5	15	18	53	14
58			BO-48a	Cbg	-7,1	-4,8	100	0	0	0
59			BO-51	Cbg	-8,2	-5,6	100	0	0	0
60			BO-53	Cbg	-5,7	-3,7	100	0	0	0
61			BO-54	M	-5,8	-6,8	59	0	31	10
62		T ₈	BO-68	Cmb	-7,4	-7,7	100	0	0	0
63			BO-69	M	-7,5	-8,6	100	0	0	0
64			BO-72	Co	-7,9	-7,8	100	0	0	0
65			BO-76a	M	-7,5	-7,9	77	0	23	0
66			BO-76b	Co	-7,5	-8,1	100	0	0	0
67			BO-77	M	-7,7	-7,2	79	0	21	0
68			BO-78	Co	-5,8	-7,3	94	0	6	0
69			BO-81	Cbg,c	-5,8	-7,8	100	0	0	0
70			BO-82	Cbg	-6,8	-7,8	100	0	0	0
71			BO-83	Co	-6,8	-8,1	100	0	0	0
72			BO-84	Co	-6,7	-9,0	100	0	0	0
73	Caragüelles	T ₈	CS-3	Cm	-7,3	-7,7	98	0	2	0
74	Sur (Fig. 2.9)		CS-9	Cm	-6,4	-8,3	99	0	1	0
75	Los Traches	T ₈	LT-3	Co	-7,2	-7,2	98	0	2	0
76	(Fig. 2.10)		LT-9	Cbg	-7,2	-7,7	97	0	3	0
77			LT-11	Co	-6,3	-8,1	100	0	0	0
78			LT-15b	M	-6,1	-8,1	34	0	62	4
79			LT-22	Co	-5,2	-7,9	97	0	3	0
80			LT-23	M	-6,4	-7,4	86	0	12	2
81			LT-25	Cbg	-6,4	-8,0	100	0	0	0
82			LT-26	Cbg	-5,8	-7,6	100	0	0	0
83			LT-27	Cbg	-5,2	-7,5	100	0	0	0
84			LT-33	Cbg	-6,7	-7,3	99	0	1	0
85			LT-34b	Cbc	-7,1	-8,3	99	0	1	0
86			LT-35	Ci	-7,1	-7,8	96	0	4	0
87			LT-37	Co	-6,8	-8,2	76	0	21	3
88			LT-42	Co	-5,5	-7,8	99	0	1	0
89			LT-47	Cbg	-6,2	-7,8	100	0	0	0
90			LT-48	Cbc	-6,2	-7,9	100	0	0	0
91			LT-49b	Co	-6,5	-8,0	100	0	0	0
92	La Ermita	T ₈	ER-2	Ct	-7,4	-8,4	100	0	0	0
93	de San		ER-3	Ct	-7,7	-7,6	100	0	0	0
94	Roque		ER-10	Cbt	-7,2	-7,6	100	0	0	0
95	(Fig. 2.14)		ER-15	Co	-7,1	-8,8	100	0	0	0
96			ER-21	Ci	-7,2	-8,7	100	0	0	0
97			ER-22	Ci	-7,2	-8,9	100	0	0	0
98			ER-23	Co	-7,0	-8,7	100	0	0	0
99			ER-26	Cbg	-7,3	-7,8	100	0	0	0
100			ER-27b	Ct	-6,5	-7,9	100	0	0	0
101			ER-27c	Cbt	-7,3	-8,2	100	0	0	0
102			ER-28a	Co	-6,4	-7,6	100	0	0	0
103			ER-28b	Cbg	-7,2	-7,7	100	0	0	0
104			ER-30	Cbg	-7,6	-7,7	100	0	0	0
105			ER-40	Co	-6,0	-7,5	99	0	1	0

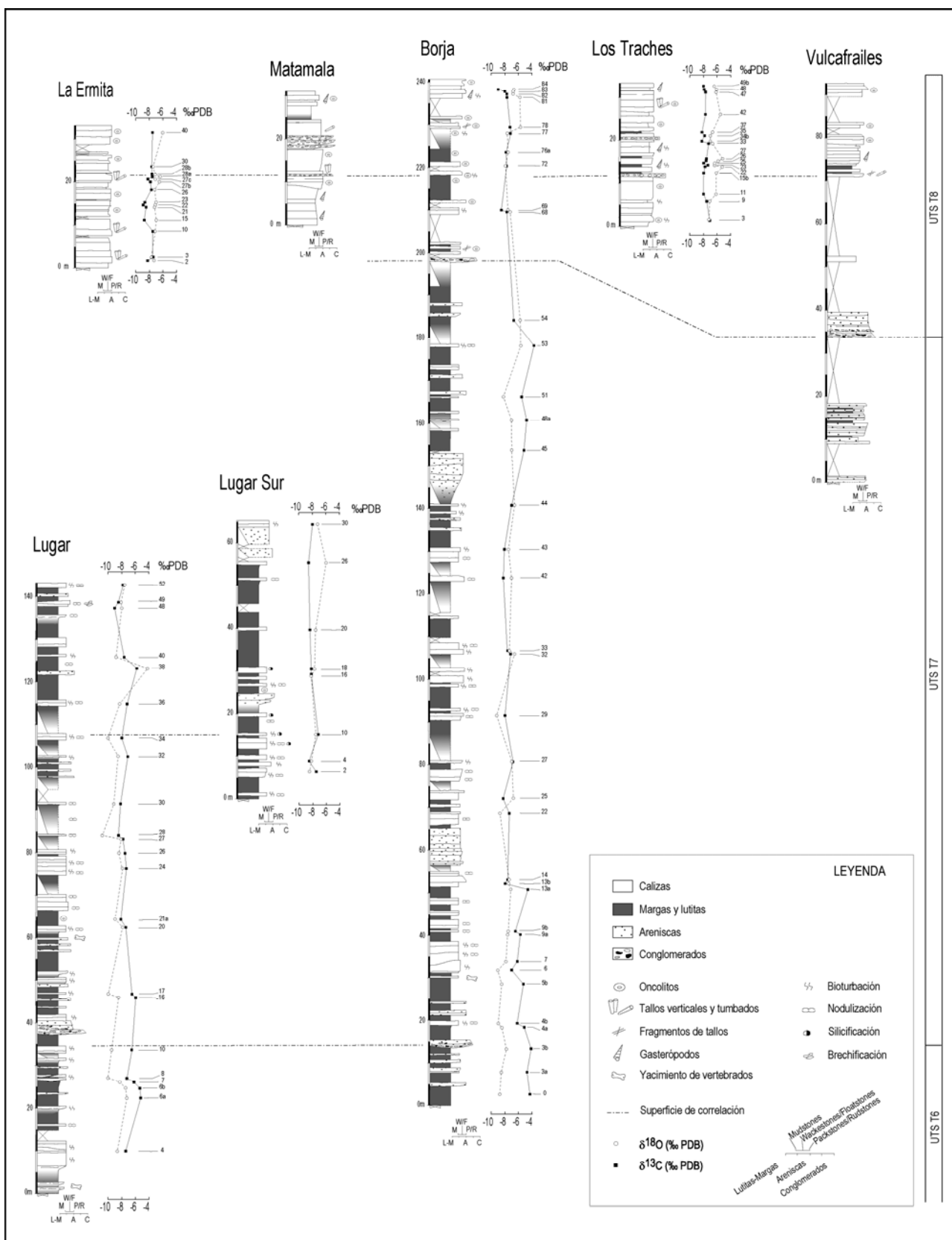


Figura 4.9: Situación estratigráfica de las muestras analizadas y su composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB).

4.2.3-Resultados

4.2.3.1-Evolución temporal de la composición isotópica

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las 105 muestras analizadas están proyectados en la figura 4.10. En este gráfico se observa que los valores para el $\delta^{13}\text{C}$ oscilan entre -3,47 y -9,04‰ PDB, mientras que los de $\delta^{18}\text{O}$ varían entre -3,01 y -10,91‰ PDB.

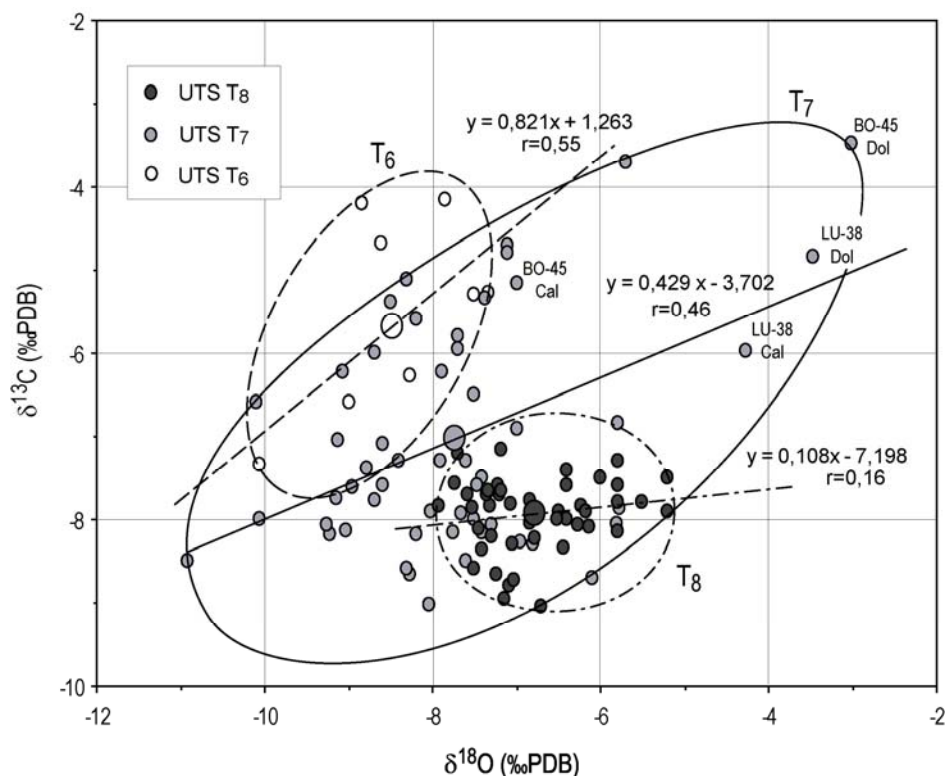


Figura 4.10: Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB) de las 105 muestras analizadas con indicación de la UTS a la que pertenecen. Se indican los valores promedio, las líneas de regresión y los coeficientes de correlación. En la proyección se han incluido los valores isotópicos de la fracción dolomítica de las muestras BO-45 y LU-38.

Como se puede ver en el gráfico citado, se han analizado muestras correspondientes a las tres unidades tectosedimentarias estudiadas (T₆, T₇ y T₈). Las muestras situadas dentro de la unidad T₆ son un total de 9 y sus valores de $\delta^{13}\text{C}$ oscilan entre -4,17 y -7,40‰ PDB, mientras que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ varían de -7,34 a -10,07‰ PDB (fig. 4.11). Los datos aparecen relativamente dispersos, aunque mostrando cierta correlación entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ ($r=0,55$) como se aprecia en la figura 4.10, donde se ha incluido, además, el promedio de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y la línea de regresión con la ecuación que la define para cada población de datos.

Para la unidad T₇ se han estudiado 52 muestras cuyos valores oscilan entre $-9,02 < \delta^{13}\text{C} < -3,47$ ‰ PDB y $-10,91 < \delta^{18}\text{O} < -3,01$ ‰ PDB (fig. 4.10). En este caso, los 52 valores muestran un rango notable de variación, tanto para el oxígeno (7,9 unidades) como para el carbono (5,5 unidades),

	n	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)			$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)			r
		Máximo	Mínimo	Promedio (desviación estándar)	Máximo	Mínimo	Promedio (desviación estándar)	
UTS T ₈	44	-5,20	-7,93	-6,78 (± 0,69)	-7,17	-9,04	-7,93 (± 0,45)	0,16
UTS T ₇	52	-3,01	-10,91	-7,73 (± 1,45)	-3,47	-9,02	-7,02 (± 1,34)	0,46
UTS T ₆	9	-7,34	-10,07	-8,47 (± 0,84)	-4,17	-7,40	-5,69 (± 1,26)	0,55

Figura 4.11: Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB) de las UTS T₆, T₇ y T₈. Se indican los valores máximos, mínimos, promedios y coeficientes de correlación (r).

siendo, además, el coeficiente de correlación ($r=0,46$) menor que para la unidad infrayacente.

Por último, las 44 muestras analizadas para la unidad T₈ varían entre -7,17 y -9,04‰ PDB para el $\delta^{13}\text{C}$ y entre -5,20 y -7,93‰ PDB para el $\delta^{18}\text{O}$. En este caso la característica más sobresaliente es la gran concentración de los datos en torno a su promedio que queda reflejado en los pequeños valores de la desviación estándar (0,45 para el $\delta^{13}\text{C}$ y 0,69 para el $\delta^{18}\text{O}$) y la ausencia de correlación entre $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ ($r=0,16$).

Si se observa la evolución de los valores promedio de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ a lo largo de las tres unidades vemos que el $\delta^{13}\text{C}$ se hace menor, mientras que el $\delta^{18}\text{O}$ aumenta a lo largo del tiempo (fig. 4.11). En esta misma figura se presenta, junto con el promedio, los valores máximos y mínimos de cada unidad.

Así pues, al observar los datos, se ve un cambio de las características isotópicas a lo largo de las tres unidades estratigráficas. En las dos primeras unidades, T₆ y T₇, los datos aparecen dispersos y muestran una cierta correlación positiva, mientras que los datos de la unidad T₈ se presentan fuertemente agrupados y sin correlación evidente entre $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. Esto es indicativo de unas condiciones ambientales que evolucionan en el tiempo y claramente distintas entre las unidades T₆-T₇ y la unidad T₈.

Estas diferencias en los valores isotópicos se pueden explicar en función de variaciones en las características hidrológicas de los dos conjuntos. En primer lugar, las dos unidades inferiores se identifican con un sistema lacustre donde las aguas se irían concentrando por evaporación en los isótopos pesados y, aunque la correlación entre $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ es algo inferior a 0,7, valor a partir del cual Talbot y Kelts (1990) consideran un lago hidrológicamente cerrado, se puede estimar que los lagos presentes en estas dos unidades son similares a los pequeños y medianos lagos cerrados de Leng y Marshall (2004).

Sin embargo, al considerar la unidad superior, la agrupación de los valores tanto de $\delta^{13}\text{C}$ como de $\delta^{18}\text{O}$ y la ausencia de correlación ($r=0,16$) hacen pensar en un sistema donde la renovación de las aguas es constante y, por tanto, se trataría de un sistema hidrológicamente abierto.

4.2.3.2-Composición isotópica de las facies

Como ya se ha dicho, se han analizado isotópicamente muestras correspondientes a todas las facies carbonatadas presentadas en el capítulo de sedimentología. En el gráfico 4.12A aparecen todas las muestras analizadas con indicación de su facies. Se han agrupado en un mismo campo las facies de Calizas de tallos verticales y las bioclásticas de tallos, así como las Calizas bioclásticas de gasterópodos y de carofitas por considerarlas genéticamente similares. Se observa que las facies de Calizas masivas, Margas y Calizas bioclásticas de gasterópodos muestran una mayor dispersión de puntos, mientras que las facies Calizas oncolíticas, Calizas de tallos verticales más bioclásticas de tallos y Calizas intraclásticas aparecen fuertemente agrupadas en torno a valores de $\delta^{18}\text{O}$ próximos a -7‰ PDB y de $\delta^{13}\text{C}$ a -8‰ PDB. Para facilitar el estudio de todos estos datos se ha simplificado el gráfico (fig. 4.12B) de tal forma que sólo se muestra el campo que ocupa cada facies con su valor promedio.

Al dibujar estos campos, dos muestras se han excluido de sus correspondientes dominios; son las muestras BO-3a y LU-38. La muestra BO-3a se ha excluido del campo de las Calizas masivas por ser la única con un valor tan alto para el $\delta^{13}\text{C}$ ($-4,7\text{‰}$ PDB), además su composición mineralógica se aproxima más a la de una marga que a una caliza. En cuanto a la muestra LU-38, aunque se muestra el valor isotópico obtenido de la fracción calcítica, este queda excluido del campo de las Margas por ser anormalmente alto en $\delta^{18}\text{O}$ y en $\delta^{13}\text{C}$. Para la muestra BO-45 también se ha proyectado únicamente el valor obtenido de la fracción calcítica; ambas muestras presentan en su composición mineralógica mayor cantidad de dolomita (37 y 18%) que de calcita (5 y 15% respectivamente).

Esta distribución de los valores se puede relacionar con el hecho de que las facies Cm y M

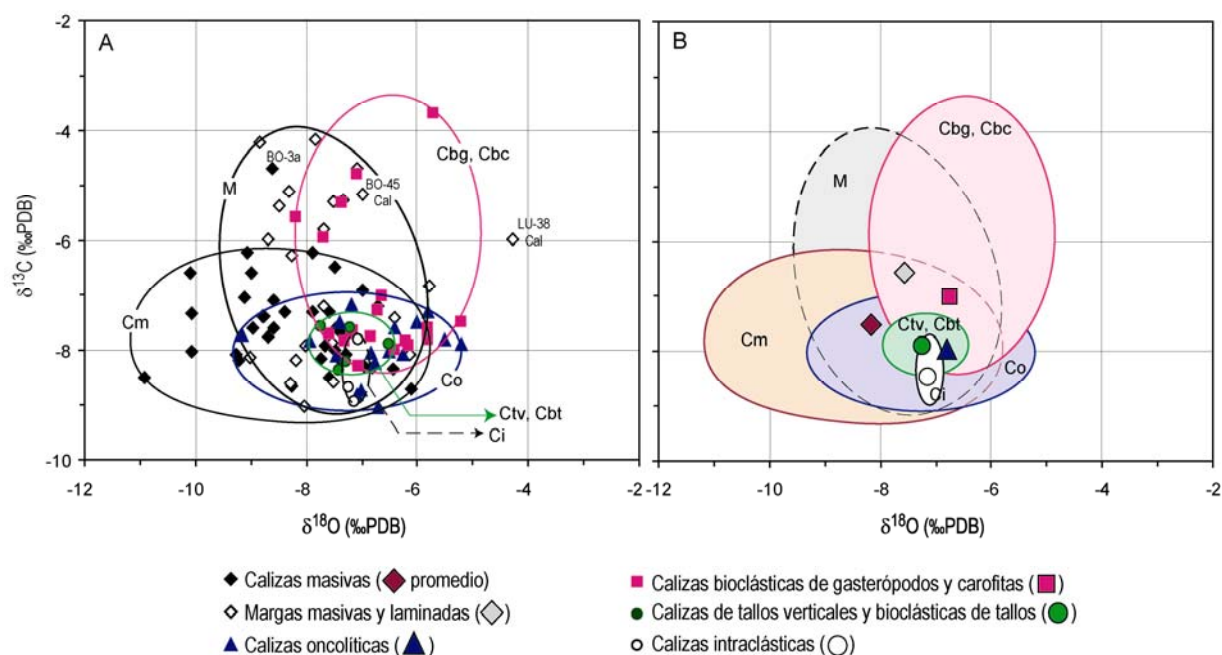


Figura 4.12: Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB) de todas las muestras analizadas indicando su facies (A). Se muestran los promedios y el campo que ocupa cada facies (B).

son dominantes en las unidades T₆ y T₇, donde, como se veía en el apartado anterior, existe una gran dispersión de los valores. Sin embargo, las Calizas oncolíticas, intraclásticas y de tallos *in situ* y fragmentados son comunes en la unidad superior y tienden a presentar los datos más concentrados.

En la figura 4.13 se representan separadamente los valores de las facies de Calizas masivas y de Calizas bioclásticas de gasterópodos indicando la unidad a la que pertenecen las muestras. Así, se observa que existe una evolución para las Calizas masivas desde la unidad T₆ a T₈, haciéndose los valores de $\delta^{13}\text{C}$ más bajos con el tiempo, mientras que para el $\delta^{18}\text{O}$ se hacen más altos (fig. 4.13A). La facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos solamente se encuentra en las unidades T₇ y T₈ y, debido a ello, muestra una colección de puntos agrupados (en torno a valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -8‰ PDB) y otro conjunto de datos dispersos que alcanzan valores mucho más positivos (fig. 4.13B). En conjunto, Calizas masivas y bioclásticas de gasterópodos indican, al igual que el total de las facies (fig. 4.10), una evolución hacia valores más bajos para el carbono y más altos para el oxígeno.

Por todo lo expuesto, parece adecuado el análisis de la composición isotópica de las facies en función de la unidad en que se hallan, pues son las condiciones ambientales las que determinan sus propiedades.

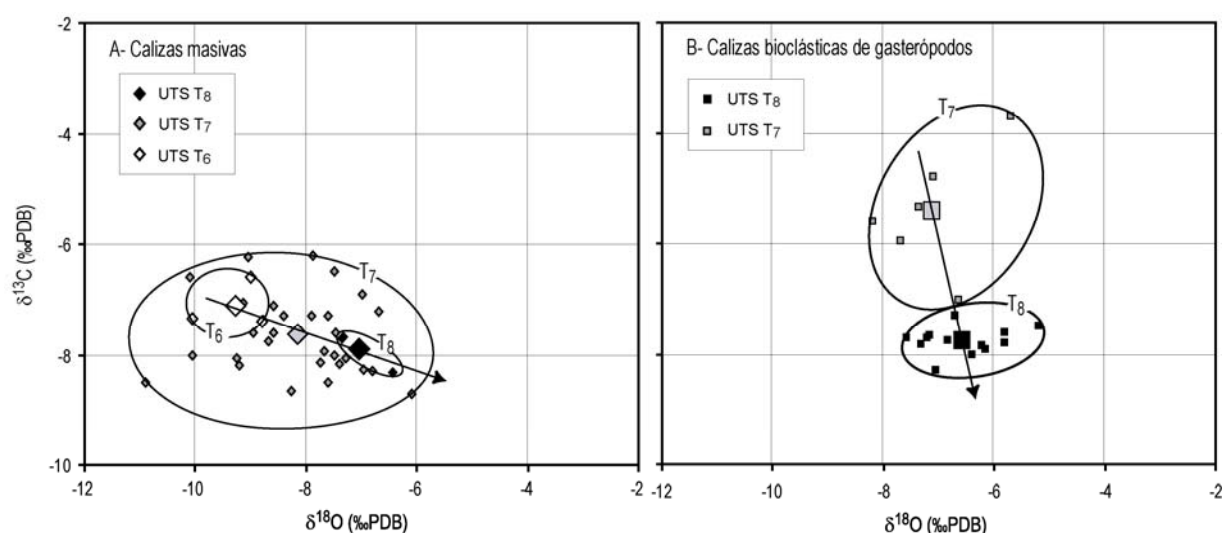
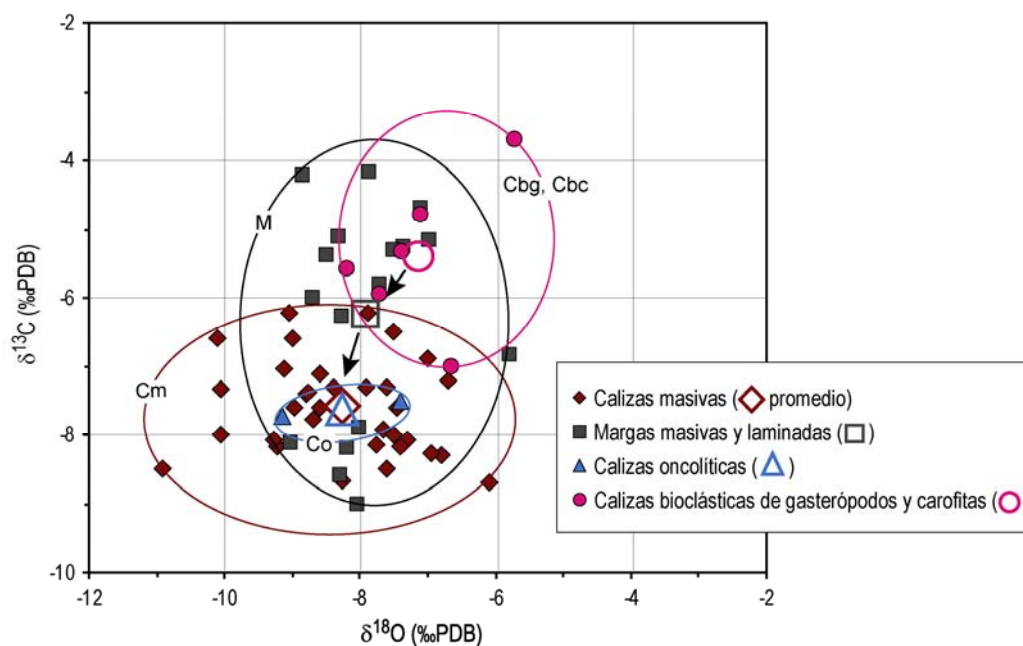


Figura 4.13: Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB) de las facies de Calizas masivas (A) y bioclásticas de gasterópodos (B) indicando la unidad a la que pertenecen. Las flechas muestran la evolución de los valores promedios a lo largo de las unidades consideradas.

A- Composición isotópica de las facies de las unidades T₆ y T₇

Dentro de estas dos unidades solamente se han diferenciado cuatro facies carbonatadas (Calizas masivas, bioclásticas de gasterópodos, oncolíticas y margas). Al proyectar sus valores en un gráfico se observa que cada facies puede agruparse en campos distintos si bien con una importante superposición (fig. 4.14).

Las Calizas masivas se caracterizan por tener valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ ligeros ($\delta^{18}\text{O}$ promedio de -8,27‰ y $\delta^{13}\text{C}$ promedio de -7,50‰ PDB), aunque con bastante dispersión en relación a estos valores medios.



	n	δ ¹⁸ O (‰ PDB)			δ ¹³ C (‰ PDB)		
		Máximo	Mínimo	Promedio (desviación estándar)	Máximo	Mínimo	Promedio (desviación estándar)
Cm	35	-6,10	-10,91	-8,27 (± 1,09)	-4,68	-8,70	-7,50 (± 0,83)
Co	2	-7,40	-9,14	-8,37 (± 1,23)	-7,50	-7,74	-7,62 (± 0,17)
M	18	-5,79 (-3,01)	-9,03	-7,49 (± 1,59)	-4,17 (-3,47)	-9,02	-6,13 (± 1,65)
Cbg	6	-5,70	-8,18	-7,12 (± 0,87)	-3,70	-7,02	-5,40 (± 1,12)

Figura 4.14: Composición isotópica ($\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$, ‰ PDB) de las facies carbonatadas presentes en las unidades T₆ y T₇. En la tabla se indican los valores máximos, mínimos y promedios (en cursiva aparece el valor de $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$ medidos en dos muestras, LU-38 y BO-45, problemáticas debido a su elevado contenido en dolomita).

La facies de Calizas oncolíticas presenta valores muy similares de $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$ ($\delta^{18}O$ promedio de -8,27‰ y $\delta^{13}C$ promedio de -7,62‰ PDB). Para las unidades T₆ y T₇ solamente se han analizado dos muestras de la facies de Calizas oncolíticas debido a que volumétricamente son poco importantes.

Las Calizas bioclásticas de gasterópodos presentan los valores promedios más altos tanto para el $\delta^{18}O$ (-7,12‰ PDB) como para el $\delta^{13}C$ (-5,40‰ PDB).

Por último, las margas aparecen en una situación intermedia entre las facies anteriores; así, presentan valores promedio para el $\delta^{18}O$ de -7,49‰ y para el $\delta^{13}C$ de -6,13 ‰ PDB.

Al observar los valores promedio (tabla de la figura 4.14) se ve una ordenación de las

facies: desde las Cbg que son las más positivas, pasando por las margas con valores intermedios, hasta llegar a las Cm y Co que presentan los valores más bajos tanto en $\delta^{18}\text{O}$ como en $\delta^{13}\text{C}$. Esta evolución de los valores hacia más bajos es típica de diagenesis edáfica (Wright y Alonso-Zarza, 1992; Arenas *et al.*, 1999).

Esta ordenación se puede explicar a partir del modelo de sedimentación presentado para estas unidades (fig. 3.40):

Las facies carbonatadas que estamos estudiando se forman en los subambientes lacustre y palustre. La facies de Calizas masivas se formaría próxima a los márgenes lacustres en zonas someras donde es posible la colonización vegetal. Los escasos depósitos de Calizas oncolíticas se formarían también en zonas someras pero con cierto oleaje necesario para la formación de unos oncolitos de morfología esférica *cuasi* perfecta. Estas áreas someras serían muy sensibles a las fluctuaciones del nivel lacustre, de tal manera que cuando el nivel de agua fuese alto (NB-1 en la fig. 4.15) se formarían estos depósitos, pero en los momentos de retracción lacustre (NB-2 en la figura) quedarían expuestos, comenzando los procesos pedogenéticos. El nivel lacustre alto estaría en relación con los momentos de recarga del sistema y, por tanto, con una composición isotópica del agua más parecida a la de las aguas meteóricas. Así, las facies Cm y Co reflejarían la composición inicial del agua, que sería relativamente ligera (fig. 4.15).

No obstante, el campo de las Calizas masivas es bastante amplio e incluye muestras de composiciones más pesadas, sobre todo para el oxígeno (hasta $-6,1\text{‰}$ PDB, fig. 4.12). Esto nos dice que también se formarían Cm en condiciones de aguas relativamente evaporadas, es decir, en la orla palustre y en las pequeñas charcas someras formadas al descender el nivel lacustre (fig. 4.15B).

En cuanto al contenido en carbono, esta facies presenta los valores más bajos, que se

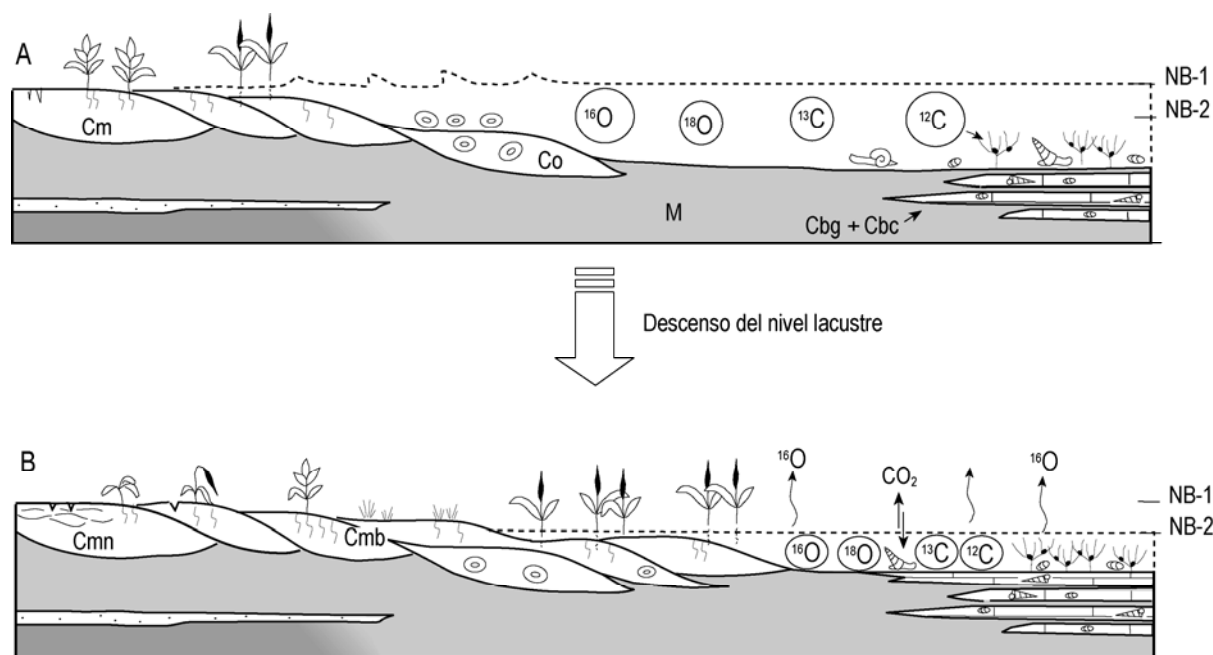


Figura 4.15: Evolución de la composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB) de las facies carbonatadas presentes en las unidades T_6 y T_7 .

relacionarían con la influencia acumulativa del CO₂ ligero producido por la degradación de la materia orgánica durante los procesos pedogenéticos.

Las margas se depositarían en los sectores del lago próximos a las desembocaduras fluviales, pero también por decantación en zonas relativamente tranquilas e internas del lago. Esta facies debería reflejar unas condiciones isotópicamente intermedias, ya que por un lado se formarían a partir de aguas ligeras que acaban de llegar al sistema lacustre, pero también a partir de aguas relativamente evaporadas con un tiempo de residencia mayor. Además, las margas muestran una mayor variabilidad en el $\delta^{13}\text{C}$ que estaría en relación con la mayor o menor influencia del CO₂ biogénico. Esta influencia es mayor en los niveles margosos con rasgos de bioturbación que aparecen intercalados con Calizas masivas y menor cuando se relaciona con los niveles tabulares de las Calizas bioclásticas de gasterópodos.

La facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos se generan en las zonas más internas del lago, donde vivirían gasterópodos y carofitas. Esta facies se formaría cuando la presencia de detríticos en el agua fuese mínima y, por tanto, estaría en relación con momentos de limitados aportes superficiales al sistema. Este sector, propiamente lacustre, se caracterizaría por presentar un cuerpo de agua permanente cuya composición isotópica iría evolucionando hacia $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ más pesados a través de los procesos de evaporación e intercambio con el CO₂ atmosférico. El resultado sería que los sedimentos formados estarían enriquecidos en ^{18}O y ^{13}C (fig. 4.15B).

A continuación, se muestra la evolución isotópica de una secuencia carbonatada típica de las unidades T₆ y T₇.

Evolución isotópica de una secuencia 4a

Esta secuencia está descrita e interpretada en el apartado 3.3.4. La secuencia 4a que aparece en la figura 4.16 corresponde a una secuencia real vista en el campo, representada a escala. Pertenece al perfil de Lugar y se sitúa entre los metros 21,5 y 27,5 (unidad T₆) comprendiendo las muestras LU-6a, LU-6b, LU-7 y LU-8.

La secuencia comienza con lutitas carbonatadas que presentan los valores más altos tanto para el $\delta^{18}\text{O}$ como para el $\delta^{13}\text{C}$. Según la secuencia evoluciona hacia más carbonatada los valores isotópicos se hacen más negativos, llegando a la facies de Calizas masivas bioturbadas que presenta los valores isotópicos más bajos. En todo momento los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ muestran un paralelismo en su comportamiento, con una correlación excelente ($r=0,99$).

La evolución del $\delta^{13}\text{C}$ hacia valores más negativos a lo largo de la secuencia 4a es indicativa de un aumento en la incorporación de carbono de origen biogénico, rico en ^{12}C , en la parte superior de la secuencia. Esta explicación queda apoyada por la existencia de fuerte bioturbación vertical debida a raíces en ese último tramo (muestras LU-7 y LU-8).

Por otro lado, la evolución que presenta el $\delta^{18}\text{O}$ indica un aumento continuado de la dilución de las aguas a partir de las cuales precipita el carbonato. La secuencia se ha interpretado como formada en un momento de expansión lacustre durante el cual se depositan las margas y calizas masivas, sobre las lutitas carbonatadas y areniscas generadas en los sectores distales de los abanicos

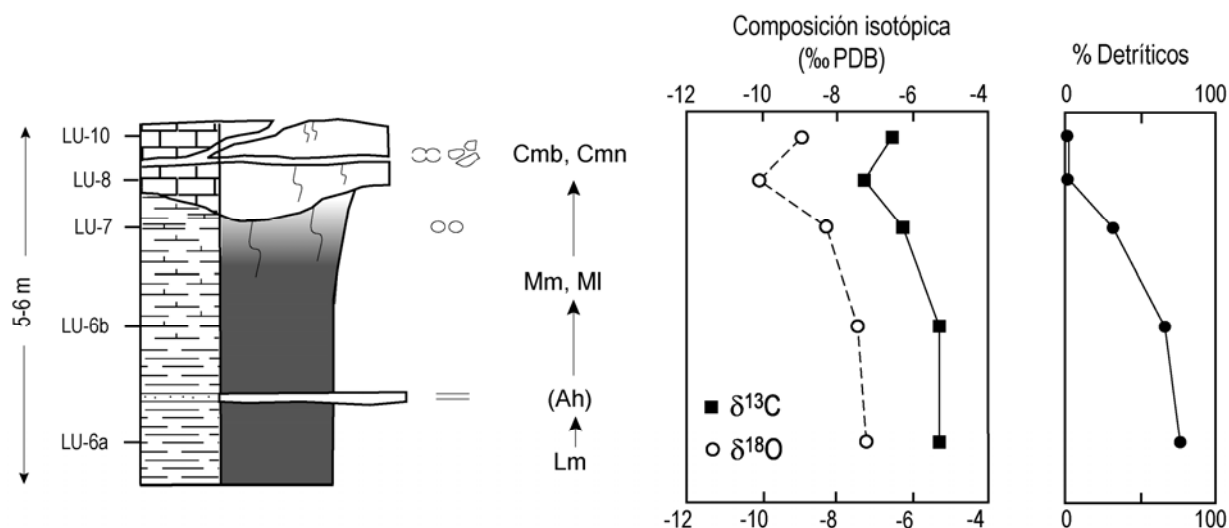


Figura 4.16: Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB) de una secuencia 4a. La muestra LU-10 está situada varios metros por encima de la secuencia real, pero se incluye en este gráfico porque ilustra las modificaciones isotópicas producidas por la pedogénesis.

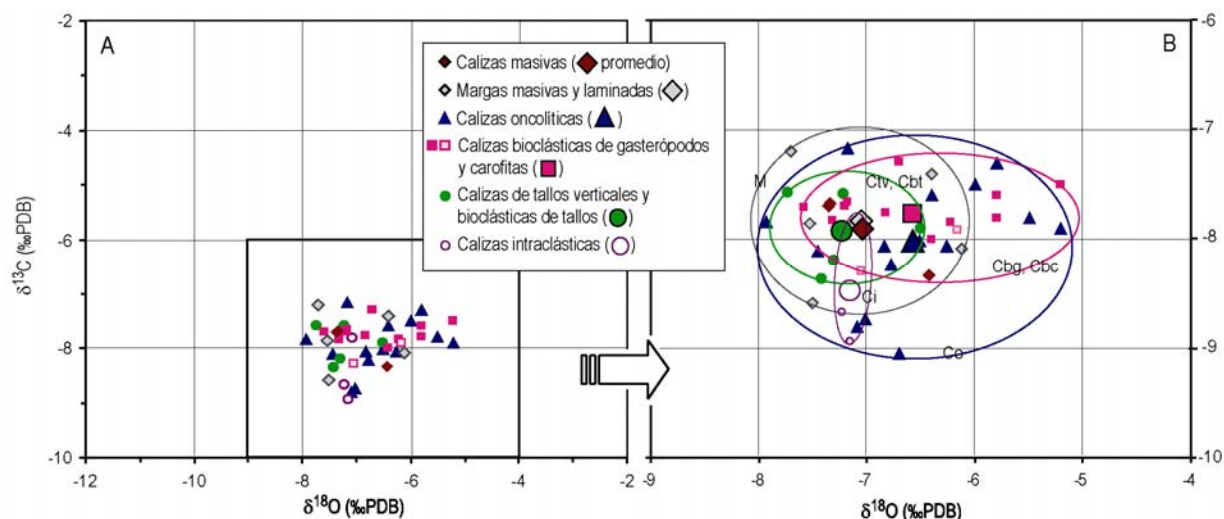
aluviales. Esta evolución supone un progresivo ascenso de la lámina de agua debido a la llegada de aportes acuosos que condicionan la disminución relativa del ^{18}O frente al ^{16}O . Sin embargo, la secuencia culmina con un episodio de retracción lacustre, momento en que comienzan la pedogénesis vista en el techo de la secuencia. Este episodio de retracción lacustre no queda registrado en la evolución isotópica, debido a que la última muestra, LU-8, se ha recogido en la parte inferior del nivel calizo, escasamente afectado por los procesos pedogenéticos.

Sin embargo, si incluimos la muestra LU-10, que corresponde a un nivel calizo fuertemente nodulizado situado varios metros por encima de la secuencia real, se puede ver la evolución de los valores isotópicos cuando la pedogénesis es acusada.

B- Composición isotópica de las facies de la unidad T₈

En la unidad T₈ se ha diferenciado un mayor número de facies (Calizas oncolíticas, de tallos verticales, bioclásticas de tallos, bioclásticas de gasterópodos, bioclásticas de carofitas, intraclásticas, masivas y Margas). Se ha analizado un total de 44 muestras para esta unidad que representan a todas las facies citadas anteriormente (fig. 4.8).

En el gráfico de la figura 4.17 se proyectan los valores de las 44 muestras. Se puede observar que los datos aparecen muy agrupados con valores que oscilan para el $\delta^{18}\text{O}$ entre -5,20 y -7,93‰ PDB y para el $\delta^{13}\text{C}$ entre -7,20 y -9,04‰ PDB. En este mismo gráfico se indica a qué facies pertenece cada muestra (se ha agrupado la facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos con la de carofitas y la facies de Calizas de tallos verticales con la bioclástica de tallos por considerarlas genéticamente similares). Resulta difícil establecer diferencias entre las facies debido a la concentración de los valores; para facilitar el estudio de esta unidad se ha cambiado la escala de los gráficos en este apartado (fig. 4.17B).



	n	δ ¹⁸ O (‰ PDB)			δ ¹³ C (‰ PDB)		
		Máximo	Mínimo	Promedio (desviación estándar)	Máximo	Mínimo	Promedio (desviación estándar)
Co	15	-5,20	-7,93	-6,56 (± 0,74)	-7,17	-9,04	-8,07 (± 0,53)
Ctv y Cbt	5	-6,50	-7,74	-7,23 (± 0,46)	-7,58	-8,36	-7,93 (± 0,35)
Cbg y Cbc	13	-5,20	-7,59	-6,52 (± 0,71)	-7,29	-8,30	-7,77 (± 0,24)
M	5	-6,13	-7,70	-7,05 (± 0,73)	-7,20	-8,59	-7,83 (± 0,55)
Ci	3	-7,07	-7,23	-7,15 (± 0,08)	-7,82	-8,94	-8,48 (± 0,59)
Cm	3	-6,43	-7,36	-7,04 (± 0,53)	-7,67	-8,33	-7,90 (± 0,37)

Figura 4.17: Composición isotópica ($\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$, ‰ PDB) de las facies carbonatadas presentes en la unidad T₈. Se indican valores máximos, mínimos y promedios.

Al dibujar los campos que caracterizan las distintas facies se observa que éstos se solapan casi en su totalidad. La facies de Calizas oncolíticas (15 muestras analizadas) muestra una mayor dispersión de puntos y, por tanto, constituye el campo más amplio presentando los valores más bajos para el $\delta^{13}C$ (-9,04‰ PDB). Sus valores promedio son -6,56‰ para el $\delta^{18}O$ y -8,07‰ PDB para el $\delta^{13}C$.

La facies de Calizas de tallos verticales y las bioclásticas en sus tres variantes (Cbg, Cbc y Cbt) junto con las Margas, presentan valores de $\delta^{13}C$ más altos, en torno a -7,7‰ PDB; sin embargo, sus valores de $\delta^{18}O$ tienen un mayor rango de variación. Así, las Calizas bioclásticas de gasterópodos muestran valores medios más altos ($\delta^{18}O$ =-6,52‰ PDB) mientras que las Calizas de tallos y las Margas presentan valores medios más bajos para el $\delta^{18}O$ (-7,23 y -7,05‰ PDB respectivamente).

La facies de Calizas intraclásticas muestra un valor casi constante para el oxígeno, pero con

una mayor variabilidad para el carbono que oscila entre -7,82 y -8,94‰ PDB.

Por último, se han analizado tres muestras de la facies de Calizas masivas cuyos valores promedio de $\delta^{18}\text{O}$ son -7,04 y de $\delta^{13}\text{C}$ -7,90‰ PDB. El número de muestras analizado es bajo debido a la escasa presencia de esta facies en la unidad T₈.

En la tabla de la figura 4.17 aparecen los valores máximos, mínimos y promedios de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ para cada una de las facies presentes en la unidad T₈.

Aunque las variaciones entre las facies son pequeñas se advierten ciertas tendencias que se analizan a continuación:

En conjunto, se aprecia que las facies Co y Cbg muestran valores más altos en $\delta^{18}\text{O}$ que las Ctv, M, Ci y Cm y, por tanto, las primeras indicarían una señal isotópica algo modificada por evaporación del agua, mientras que las segundas mostrarían valores más próximos a los del agua inicial del sistema.

En cuanto al $\delta^{13}\text{C}$, los valores para todas las facies son bastante bajos, lo que sugiere una importante participación del CO₂ orgánico procedente de la descomposición de la materia vegetal.

A continuación, se muestra la evolución isotópica de dos secuencias típicas de la unidad T₈.

Evolución isotópica de una secuencia 6b

Esta secuencia está descrita e interpretada en el apartado 3.3.6. La que aparece representada en la figura 4.18 pertenece al perfil de Los Traches entre los metros 13,9 y 15,4 y comprende las muestras LT-22, LT-23, LT-25, LT-26 y LT-27.

Esta secuencia reflejaría la llegada de aportes a través de un sistema fluvial en el que se generan oncolitos; así, esta facies representa un momento de inundación inicial y comienzo del ascenso del nivel de base que se hace máximo cuando se produce la sedimentación de las margas. La llegada continuada de agua al sistema de sedimentación supone la entrada de aguas ricas en ¹⁶O y, por tanto, explicaría los valores mínimos que presenta la facies margosa para el $\delta^{18}\text{O}$. A partir de este momento la secuencia muestra un proceso de somerización que queda reflejado en el depósito de las Calizas bioclásticas de gasterópodos, y que también se aprecia en la evolución de los valores isotópicos. Estos muestran una tendencia a hacerse más altos indicando, pues, un enriquecimiento de

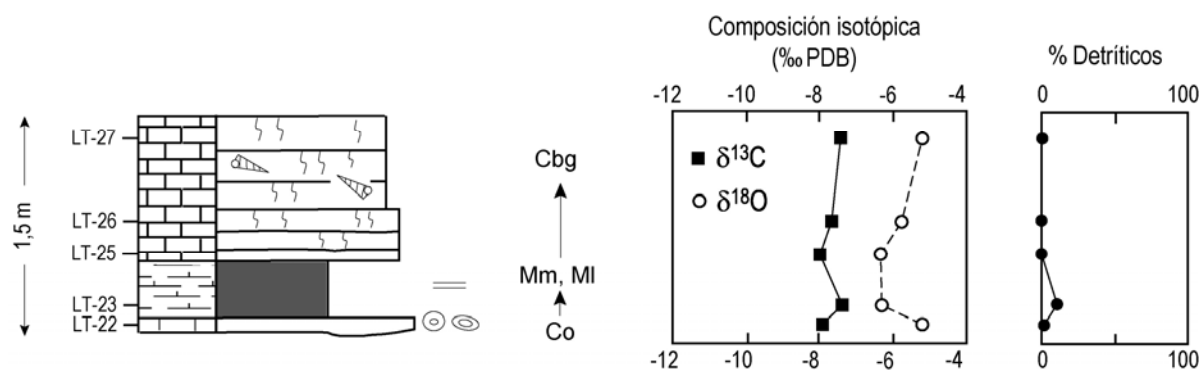


Figura 4.18: Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB) de una secuencia 6b.

las aguas en ^{18}O debido a la concentración de las mismas.

En cuanto a la evolución del $\delta^{13}\text{C}$ hay que señalar la escasa variabilidad de los valores que oscilan entre -7,4 y -8,0‰ PDB. Esto indica que no hay grandes diferencias en la contribución del CO_2 biogénico a lo largo de la secuencia.

Evolución isotópica de una secuencia 7a

La secuencia 7a aparece descrita e interpretada en el apartado 3.3.7. La que está representada en la figura 4.19 corresponde a una secuencia real, perteneciente al perfil de la Ermita de San Roque situada entre los metros 19,9 y 21,9. En la figura se muestran los valores isotópicos de las muestras ER-27b, ER-27c, ER-28a y ER-28b.

Esta secuencia representa el paso desde ambientes palustres con abundante vegetación enraizada hacia condiciones fluviales o fluvio-lacustres caracterizadas por el movimiento de las aguas, para terminar en un medio lacustre somero. Si observamos el $\delta^{18}\text{O}$ se ve que las Calizas de tallos verticales presentan un valor alto que nos indica una cierta evaporación del agua compatible con la interpretación de una zona palustre con aguas estancadas y abundante vegetación hidrófila. La secuencia evoluciona hacia condiciones de más energía con la llegada de aguas que provocan la ruptura de los tallos y su acumulación en zonas próximas. El carbonato formado en estas condiciones mostraría valores más bajos en $\delta^{18}\text{O}$ debido a la dilución del agua.

A continuación, aparecen los depósitos de oncolitos que necesitan un cierto movimiento de las aguas para su formación, pero cuya composición isotópica indicaría que las aguas muestran un tiempo de residencia mayor y, por tanto, valores de $\delta^{18}\text{O}$ más altos. Esta situación se podría relacionar con la formación de oncolitos en áreas lacustres marginales con cierto oleaje.

Por último, la presencia de Calizas bioclásticas de gasterópodos supone la implantación de condiciones lacustres con disminución de energía y ascenso de la lámina de agua. Este aumento del nivel del agua produciría un nuevo momento de dilución de las aguas con el consecuente descenso del $\delta^{18}\text{O}$.

La evolución del $\delta^{13}\text{C}$ parece más sencilla de explicar, pues si bien los valores de las cuatro

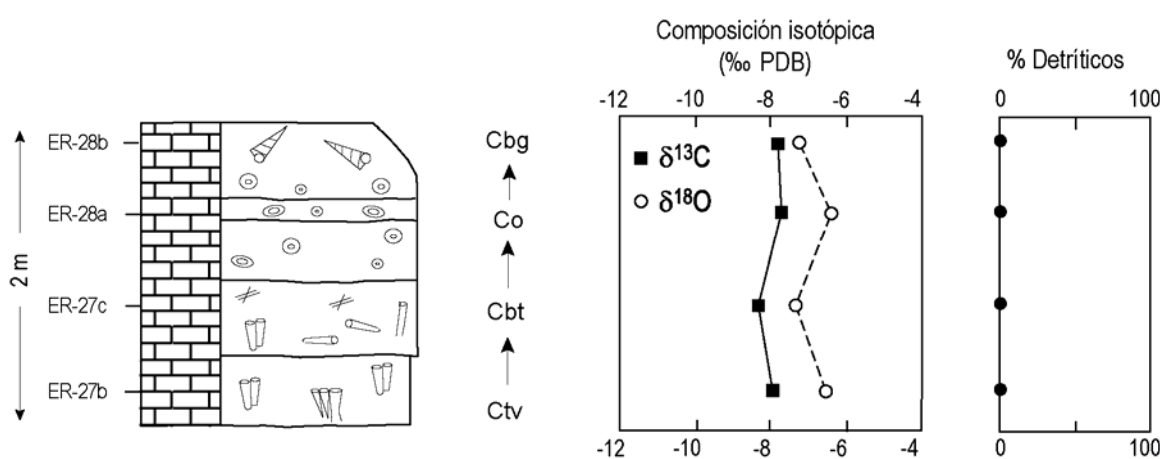


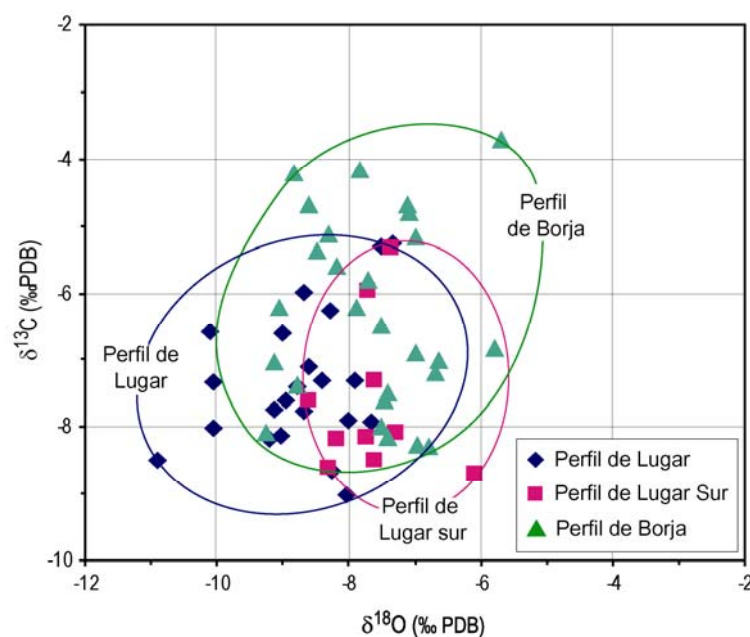
Figura 4.19: Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB) de un secuencia 7a.

muestras están muy próximos, existe una ligera diferencia entre ellos. Las facies formadas por tallos, tanto *in situ* como fragmentados, presentan valores para el $\delta^{13}\text{C}$ algo menores, lo que se relacionaría con una incorporación ligeramente mayor de ^{12}C al sedimento procedente CO_2 orgánico.

4.2.3.3-Variaciones espaciales de la composición isotópica

A-Variaciones espaciales para las unidades T₆ y T₇

En este apartado se pretende mostrar las variaciones en la composición isotópica en función de la situación espacial de las muestras; para ello, se van a proyectar los valores isotópicos de las muestras de las unidades T₆ y T₇ en función del perfil estratigráfico al que pertenecen (fig. 4.20). Los perfiles considerados son Lugar (fig. 2.5), Lugar Sur (fig. 2.6) y Borja (fig. 2.7) cuya correlación aparece en la figura 4.9. En esta figura se indica, además, la situación estratigráfica de cada una de las muestras analizadas, así como su composición isotópica. Dentro del perfil de Lugar Sur se incluyen dos muestras de Calizas bioclásticas de gasterópodos (CA-5 y CA-6) recogidas en un afloramiento (Cantera de Lugar Sur) muy próximo al perfil y son equivalentes laterales de la muestra LS-30.



	Promedio $\delta^{18}\text{O}$	Promedio $\delta^{13}\text{C}$	n
Lugar	-8,72	-7,36	23
Lugar Sur y Cantera de Lugar Sur	-7,65	-7,64	10
Borja	-7,63	-6,32	27

Figura 4.20: Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB) de las muestras presentes en las unidades T₆ y T₇, agrupadas en función del perfil en que se han recogido. En la tabla se indican los valores máximos, mínimos y promedios, así como el número de muestras recogidas en cada perfil.

Las muestras del perfil de Lugar oscilan entre -10,91 y -7,34‰ PDB para el $\delta^{18}\text{O}$ y entre -9,02 y -5,26‰ PDB para el $\delta^{13}\text{C}$. El perfil de Lugar Sur muestra, también, un campo amplio con valores algo más altos para el oxígeno y similares para el carbono, que oscilan entre -8,60 y -6,10‰ PDB para el $\delta^{18}\text{O}$ y entre -8,70 y -5,30‰ PDB para el $\delta^{13}\text{C}$. Por último, el perfil de Borja presenta valores más altos para el oxígeno y para el carbono, entre -9,26 y -5,70‰ PDB para el $\delta^{18}\text{O}$ y entre -8,30 y -3,70 ‰ PDB para el $\delta^{13}\text{C}$. Los valores promedio para cada perfil se pueden ver en la tabla de figura 4.20.

Existen, por tanto, ciertas diferencias entre los tres perfiles. El perfil de Lugar, situado geográficamente más al norte, presenta valores más ligeros, tanto para el carbono como para el oxígeno, que los otros dos perfiles. Esto indica que el tiempo de residencia de las aguas es bajo y que existen aportes de agua meteórica.

El perfil de Lugar Sur está situado, como su nombre indica, al sur de Lugar (1,5 km) y pese a su proximidad presenta valores isotópicos algo distintos para el oxígeno, pero muy similares para el carbono. Los valores de oxígeno son más altos para Lugar Sur, lo que indicarían un mayor tiempo de residencia de las aguas.

Por último, el perfil de Borja, situado al sureste de los anteriores, presenta un campo muy amplio con valores promedios más altos, tanto para el $\delta^{18}\text{O}$ como para el $\delta^{13}\text{C}$. Por tanto, indicaría aún mayor tiempo de residencia del agua y una menor influencia del CO_2 biogénico.

B-Variaciones espaciales para la unidad T₈

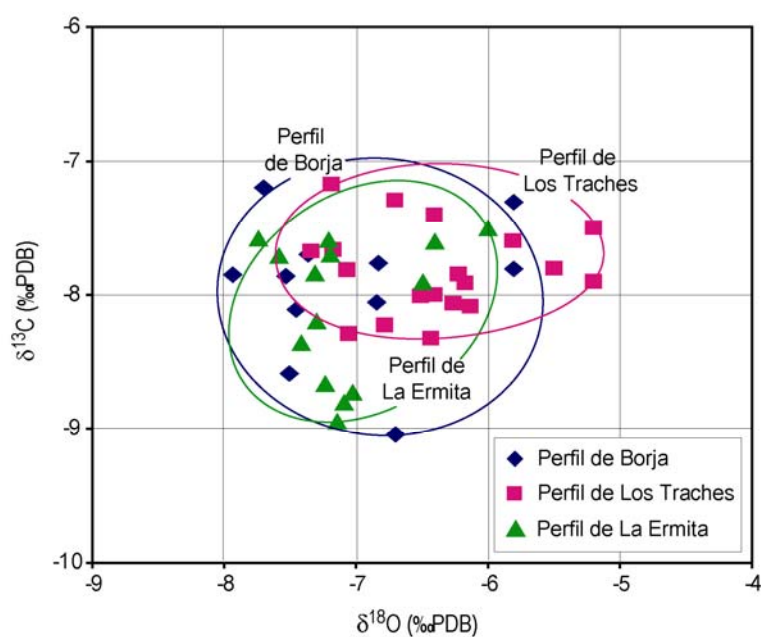
Ya se ha comentado con anterioridad que los valores isotópicos de las muestras pertenecientes a la unidad T₈ presentan una gran concentración, por lo que las diferencias entre los diferentes sectores no pueden ser muy significativas. No obstante, en la figura 4.21 se han proyectado las muestras correspondientes a esta unidad indicando el perfil al que pertenecen. Se han analizado muestras en los perfiles de Borja (fig. 2.7), Caragüelles Sur (fig. 2.9), Los Traches (fig. 2.10) y La Ermita de San Roque (fig. 2.14). Solamente se han analizado dos muestra en el perfil de Caragüelles Sur y debido a la proximidad geográfica con el perfil de los Traches, se han agrupado los dos perfiles para el cálculo de los promedios y la proyección de los valores en los gráficos. La correlación entre estos perfiles, la situación de las muestras y sus valores isotópicos aparecen en la figura 4.9.

Los valores isotópicos (fig. 4.21) obtenidos de los perfiles de La Ermita de San Roque y Borja son muy similares. Sin embargo, el perfil de Los Traches muestra valores algo más positivos para el oxígeno (-6,39‰ PDB), pero con valores equiparables para el carbono.

Se puede deducir que la composición y evolución isotópica de las aguas serían muy similar en el caso de los dos primeros perfiles (Ermita y Borja), mientras que el perfil de Los Traches indicaría un tiempo de residencia de las aguas algo mayor.

Si relacionamos los valores isotópicos con la situación geográfica de los perfiles, se observa que el perfil situado más al este (Los Traches) es el que presenta un tiempo de residencia de las aguas mayor y, por tanto, concuerda con el modelo de sedimentación propuesto para la unidad T₈ (ver apartado 3.6). Este modelo se describe como un sistema complejo formado por un cuerpo lacustre

situado al este y alimentado por una red de canales procedentes del sur y del oeste.



	Promedio $\delta^{18}\text{O}$	Promedio $\delta^{13}\text{C}$	n
Ermita de San Roque	-7,08	-8,08	14
Borja	-7,04	-7,93	11
Los Traches y Caragüelles Sur	-6,39	-7,82	16

Figura 4.21: Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB) de las muestras presentes en la unidad T_B , agrupadas en función del perfil en que se han recogido. En la tabla se indican los valores máximos, mínimos y promedios, así como el número de muestras recogidas en cada perfil.

4.3-DISCUSIÓN

A partir de la información suministrada por los elementos traza se deduce que las aguas que dieron lugar a los carbonatos, tanto de T₇ como de T₈, presentarían un quimismo similar, dada la excelente correlación ($r=0,98$) entre los contenidos promedio de cada elemento en las unidades T₇ y T₈. Por tanto, cabe proponer que serían las condiciones ambientales, p. ej., una relación evaporación/precipitación mayor, las que provocarían la mayor concentración de las aguas en la unidad inferior, favoreciendo así que ciertos elementos se incorporaran en mayor medida a la red de la calcita.

Los sedimentos lacustres y palustres de las unidades T₆ y T₇ se asocian a sistemas marginales de dimensiones reducidas (Pérez *et al.*, 1994; Villena *et al.*, 1996b). Existe la posibilidad de que los sistemas vertiesen sus aguas vía superficie o subterránea, hacia las áreas lacustres centrales de la cuenca, de mayor extensión, como postulan Salvany *et al.* (1994) para los sistemas lacustres salinos miocenos de la Cuenca del Ebro. Los datos isotópicos del presente trabajo sugieren que la sedimentación de las facies carbonatadas del conjunto inferior (T₆+T₇) se produciría en un sistema lacustre y palustre, donde el agua evolucionaría concentrándose en los isótopos más pesados debido a procesos de evaporación y de intercambio con la atmósfera, pero donde los tiempos de residencia de las aguas no serían muy altos, impidiendo que la correlación entre $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ ($r=0,55$ para T₆ y $r=0,46$ para T₇) fuera tan elevada como en los grandes lagos cerrados descritos por otros autores ($r \geq 0,7$ según Talbot y Kelts, 1990).

Por el contrario, en la unidad superior la fuerte agrupación de los datos isotópicos y ausencia de correlación ($r=0,16$) indican un sistema hidrológicamente abierto. En él sería previsible una continua renovación de las aguas que impediría el enriquecimiento en isótopos pesados y haría que las características isotópicas de aquéllas y, por tanto, del sedimento asociado, fuesen más próximas a la composición inicial del agua meteórica.

Al observar la evolución de los valores isotópicos del sector estudiado desde el conjunto inferior al superior se aprecia una disminución de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ a lo largo del tiempo, lo que puede atribuirse a un aumento de la contribución del CO₂ biogénico. Esta evolución decreciente es igualmente patente al comparar sólo las facies que son comunes en las tres unidades (ver fig. 4.13). Esto sugiere un progresivo incremento de la cobertera vegetal, que alcanzaría un máximo desarrollo en la unidad T₈. Este hecho queda corroborado, asimismo, por el tipo de facies carbonatadas presentes en las tres unidades estudiadas y su proporción en cada una de ellas, y debe atribuirse a una evolución climática hacia mayor humedad. Además, dicha evolución de $\delta^{13}\text{C}$ podría ser indicativa de una disminución de la superficie de afloramiento de las formaciones carbonatadas marinas en el área fuente, como consecuencia del solapamiento expansivo de las unidades terciarias sobre el margen ibérico de la cuenca, consecuente con el comportamiento pasivo y con la degradación del relieve del mismo a partir de la unidad T₆ (Muñoz, 1991; Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997).

En este contexto, cabría esperar que la composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ fuese más pesada en T₇ que en T₈; sin embargo, ocurre lo contrario (ver figs. 4.10 y 4.11). En trabajos previos (Vázquez-Urbez *et al.*, 2003) se planteaba la posibilidad de que durante la sedimentación de la unidad superior en Borja se recibiesen aguas inicialmente ricas en ^{18}O asociadas a una contribución importante de aportes subterráneos “contaminados” por intercambio con alguna de las formaciones geológicas por

las que discurre el acuífero (Gat, 1971; Faure, 1998). Esta hipótesis tiene como apoyo la escasez de facies detríticas presentes en la UTS T₈. Sin embargo, introduce cierta contradicción con el similar quimismo de las aguas que denotan los elementos traza para ambas unidades.

Otra hipótesis sería contemplar un progresivo descenso de la temperatura a lo largo de la sedimentación de las unidades T₆-T₇-T₈ dentro de la evolución climática hacia mayor humedad. Si atribuimos las variaciones en los promedios de $\delta^{18}\text{O}$ en el área de Borja-Tarazona exclusivamente a un cambio de la temperatura de las aguas en las que tuvo lugar el depósito de las facies carbonatadas, dicho cambio habría sido, como promedio, de $\sim 3^\circ\text{C}$ entre las unidades T₆ y T₇ y de $\sim 4^\circ\text{C}$ entre T₇ y T₈ ($d\delta^{18}\text{O}/dT \approx +0,24\text{‰}/^\circ\text{C}$; Craig, 1965).

Sin embargo, tampoco debe olvidarse el efecto de la variación de la altitud sobre las precipitaciones. Como ya se ha dicho, el margen ibérico de la Cuenca del Ebro en los sectores central y centro-occidental se comportó como un margen pasivo a partir de la sedimentación de la unidad T₆. Podría pensarse que la progresiva degradación del relieve de este margen produciría un cambio hacia precipitaciones más ricas en ^{18}O , y a la vez estaría de acuerdo con la disminución de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ por reducción de la superficie aflorante de formaciones carbonatadas marinas.

La composición isotópica de las unidades T₆ y T₇ en el sector central de la Cuenca del Ebro (Sierra de Alcubierre y Montes de Castejón; Arenas *et al.*, 1997a y b) es más pesada que en el sector estudiado de Borja-Tarazona (fig. 4.22). Esto podría interpretarse como consecuencia de un menor tiempo de residencia del agua en los sistemas lacustres y palustres del sector estudiado, que se encontraban próximos al margen ibérico y con posibilidad de verter hacia el centro de la cuenca; es decir, tendrían la condición de sistemas semicerrados dentro de la Cuenca del Ebro, endorreica en conjunto. Por su parte, las áreas de la Sierra de Alcubierre y Montes de Castejón ocupaban posiciones más centrales y alejadas de los márgenes, sin posibilidades de desagüe y, por tanto, con el consiguiente incremento en el tiempo de permanencia del agua y su concentración final. En los citados trabajos sobre las unidades T₆ y T₇ en la Sierra de Alcubierre y Montes de Castejón se evidenció también un decrecimiento del valor de $\delta^{13}\text{C}$ a lo largo del tiempo, que se relacionó igualmente con el incremento de la cobertura vegetal motivado por una evolución hacia condiciones de más humedad. Si se consideran los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en las unidades T₆, T₇ y T₈ en Borja-Tarazona

	Borja-Tarazona		Sierra de Alcubierre-Montes de Castejón	
	Promedio $\delta^{18}\text{O}$ (desviación estándar)	Promedio $\delta^{13}\text{C}$ (desviación estándar)	Promedio $\delta^{18}\text{O}$ (desviación estándar)	Promedio $\delta^{13}\text{C}$ (desviación estándar)
UTS T ₈	-6,8 ($\pm 0,7$)	-7,9 ($\pm 0,5$)	-	-
UTS T ₇	-7,7 ($\pm 1,5$)	-7,0 ($\pm 1,3$)	-5,8 ($\pm 0,6$)	-4,0 ($\pm 1,0$)
UTS T ₆	-8,5 ($\pm 0,8$)	-5,7 ($\pm 1,3$)	-5,1 ($\pm 1,1$)	-2,3 ($\pm 1,6$)

Figura 4.22: Composición isotópica promedio ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB) de las unidades T₆, T₇ y T₈ en distintos sectores de la Cuenca del Ebro. Los valores de la Sierra de Alcubierre y Montes de Castejón están tomados de los trabajos de Arenas *et al.* (1997a y b) y Arenas *et al.* (1999).

y los de las unidades T₆ y T₇ en Sierra de Alcubierre y Montes de Castejón, se concluye que la unidad T₈ registra una continuación de dicha evolución climática hacia mayor humedad.

Ahora bien, la evolución de $\delta^{18}\text{O}$ a lo largo T₆ y T₇ en esas áreas centrales de la cuenca del Ebro muestra una tendencia similar a la del $\delta^{13}\text{C}$, con decrecimiento de los valores promedio si se considera el conjunto de todas las facies presentes en dichos sectores. Este hecho corroboraría la tendencia climática hacia mayor humedad puesta de manifiesto por el $\delta^{13}\text{C}$, pero no es concordante con la evolución isotópica en el área de Tarazona-Borja, donde la tendencia en el intervalo T₆-T₈ es hacia valores crecientes. Sin embargo, si se consideran sólo las facies de calizas masivas y bioturbadas en ambos sectores (es decir, las facies correlativas a niveles lacustres altos y a condiciones palustres), dejando fuera las facies no comunes a todas las unidades y sectores, pueden observarse tendencias similares: disminución de $\delta^{13}\text{C}$ e incremento de $\delta^{18}\text{O}$ a lo largo del tiempo, si bien este último más acusado en Borja-Tarazona que en Sierra de Alcubierre (fig. 4.23). Se apunta, pues, una evolución isotópica semejante para los sectores de Borja-Tarazona y Montes de Castejón-Sierra de Alcubierre, cuyo control más probable sería el climático (incremento de la humedad, disminución de la temperatura), puesto que el factor orográfico jugaría, probablemente, de forma contraria en uno y otro sector: frente a la degradación del margen ibérico pasivo, el pirenaico, que

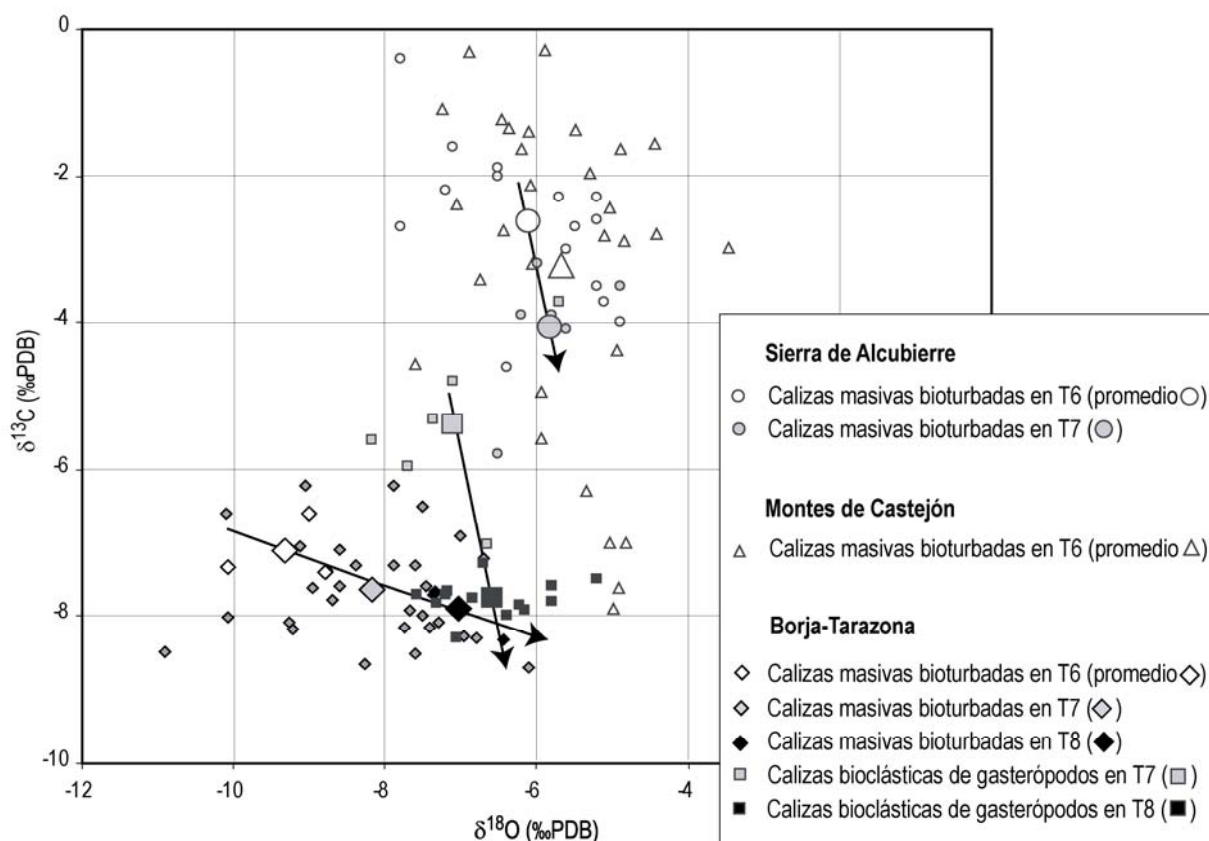


Figura 4.23: Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB) exclusivamente de las facies de Calizas masivas y Calizas bioclásticas de gasterópodos recogidas en las unidades T₆, T₇ y T₈ en Borja-Tarazona y en las unidades T₆ y T₇ en Sierra de Alcubierre y Montes de Castejón. Estos últimos valores proceden de los trabajos de Arenas et al. (1997a y b) y Arenas et al. (1999).

controlaba los Montes de Castejón y la Sierra de Alcubierre, presentó una actividad tectónica creciente asociada al desarrollo del manto de Gavarnie (lámina del Guarga) que se prolongó como mínimo hasta la sedimentación de la unidad T₇ (Arenas *et al.*, 2001). Por ello, en el sector de la Sierra de Alcubierre y Montes de Castejón, donde los aportes son exclusivamente pirenaicos, a pesar de su situación más alejada de los márgenes, la composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ de los aportes superficiales registraría probablemente una progresiva disminución, como consecuencia del paulatino aumento del relieve en el área fuente, que tendería a minimizar el efecto de descenso de la temperatura.

No obstante lo anterior, debe considerarse que un cambio en la circulación atmosférica durante la unidad T₈ que aportase masas de vapor enriquecido en ^{18}O procedente de un área marina diferente de la correspondiente a las unidades subyacentes, o bien un incremento en la temperatura de las masas de aire, daría lugar en ambos casos, a precipitaciones más pesadas durante la unidad T₈ y por tanto también a facies isotópicamente más pesadas que las de épocas anteriores (véase discusión de Andrews *et al.*, 2000 y Andrews, 2006).

5- PROBLEMAS PLANTEADOS

5.1- Generalización de las facies tobáceas en la unidad T₈

5.2- Los datos geoquímicos

5.3- Las secuencias de expansión lacustre en la unidad T₈

5-PROBLEMAS PLANTEADOS

La implantación del sistema fluvio-lacustre carbonatado de la Muela de Borja como último testigo en el área del relleno de la Cuenca del Ebro, sugiere un cambio paleogeográfico y ambiental importante, quizá el final de la situación de endorreísmo iniciada en el Eoceno terminal y la apertura al Mediterráneo de este sector de la cuenca (Vázquez-Urbez *et al.*, 2002). Desafortunadamente, el carácter limitado del afloramiento de la unidad T₈ impide la reconstrucción de los límites y paleotopografía del sistema sedimentario: sabemos de la existencia de áreas fuente próximas al norte y al sur, y de un sistema de canales que fluye hacia el este, donde se desarrollan preferentemente las áreas lacustres, pero desconocemos cuál sería la extensión oriental de estas áreas. Así pues, debemos basarnos en los datos sedimentológicos y geoquímicos expuestos hasta aquí para tratar de llegar a una aproximación respecto a la hipótesis del exorreísmo para la unidad superior de la Muela de Borja. Sin embargo, son varios los problemas que los datos aportados en este estudio plantean respecto de esta hipótesis, debido a su carácter aparentemente contradictorio.

A este respecto, no es un problema menor la indeterminación en la edad de la unidad T₈, en tanto que limita la posibilidad de enmarcar el sistema sedimentario en un contexto climático definido. Este aspecto se tratará extensamente en el Bloque IV de este trabajo.

5.1-GENERALIZACIÓN DE LAS FACIES TOBÁCEAS EN LA UNIDAD T₈

La aparición de facies de tallos verticales y bioclásticas de tallos, ausentes en las unidades subyacentes, así como la proliferación de los depósitos oncolíticos en la unidad T₈ (fig. 3.42), evidencian aguas sobresaturadas en bicarbonato cálcico. La presencia de vegetación acuática y unas condiciones climáticas favorables son también necesarias para la formación de estas facies como producto dominante en todos los subambientes relacionados con los canales del sistema.

En los sistemas tobáceos actuales la formación de esas facies suele estar relacionada con surgencias en formaciones carbonatadas calcáreas importantes o desde formaciones no aflorantes a favor de fracturas. De igual forma, la escasez de sedimentos siliciclásticos, especialmente los de tamaño fino, en el sistema fluvio-lacustre de la unidad T₈, implica un fuerte contraste con las unidades T₆ y T₇, y sugiere una alimentación por flujos de aguas límpidas, con escaso material en suspensión, también propios de surgencias. De alguna manera, los sistemas fluviales procedentes del Pirineo y de la Cordillera Ibérica, que eran elementos fundamentales en los sistemas previos e incluso en la parte basal de la unidad T₈, quedarían aparentemente excluidos del área en el momento en que se implantó en ella el sistema fluvio-lacustre carbonatado. La llegada a este sistema de flujos cargados de detríticos fue más bien esporádica, como eventos de inundación excepcionales que introducen clastos gruesos, mayoritariamente calcáreos, procedentes de áreas próximas con formaciones terciarias.

Sin embargo, sería problemático concluir que la alimentación principal del sistema fue por aguas freáticas: la Muela de Borja no está enmarcada por formaciones carbonatadas extensas, y si lo estuvo no queda registro de ellas.

5.2-LOS DATOS GEOQUÍMICOS

Se dispone de un número significativo de análisis, tanto de elementos traza como de isótopos estables, de las facies carbonatadas de las unidades T₇ y T₈:

Los valores de los **elementos traza** indican aguas de similar quimismo para ambas unidades, pero la mayor concentración en la unidad T₇ (fig. 4.3) evidencia aguas más evaporadas. Dicho de otro modo, apuntan a un menor tiempo de residencia de las aguas durante el depósito de la unidad T₈ y, en consecuencia, son un dato a favor del carácter abierto del sistema fluvio-lacustre de la Muela de Borja.

La agrupación de los **valores isotópicos** ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) en la unidad T₈ dentro de un estrecho intervalo (fig. 4.10), así como su nula correlación, frente a la mayor dispersión y mejor correlación en las unidades T₆ y T₇, también sugiere un carácter hidrológicamente abierto para el sistema sedimentario de la unidad T₈.

La evolución de los valores promedio de $\delta^{13}\text{C}$ en los carbonatos del área de estudio (fig. 4.11) manifiestan un progresivo incremento de la cobertura vegetal a lo largo del tiempo de depósito de las tres unidades, atribuible a un clima que tiende hacia más húmedo.

Por el contrario, el $\delta^{18}\text{O}$ se hace más pesado cualquiera que sea la facies que consideremos, ya sea fluvial, palustre o lacustre. Se plantea así una aparente contradicción con los datos anteriores, que apuntan a un sistema hidrológicamente abierto y a un clima húmedo; es decir, a un incremento de los aportes de aguas meteóricas isotópicamente ligeras y a un tiempo de residencia reducido. Como ya se discutía en el apartado 4.3, se pueden dar dos soluciones posibles:

1) alimentación del sistema fluvio-lacustre carbonatado de la unidad T₈ con aguas freáticas ricas en ^{18}O como resultado de una contaminación, por ejemplo debido a reacciones de intercambio con formaciones geológicas del subsuelo. Ahora bien, como señalábamos más arriba, las aguas de las unidades T₇ y T₈ parecen haber tenido similar quimismo. Por tanto, la composición de las aguas subterráneas debió ser parecida en ambas unidades y, en consecuencia, también debería serlo su composición isotópica inicial. Todo ello indicaría que sería el contexto sedimentario y climático el que marcaría las diferencias isotópicas entre ambas unidades.

2) cambio climático a una etapa más fría en T₈ y/o de precipitaciones más ricas en ^{18}O por variación en la circulación atmosférica. Las aguas meteóricas que nutrieron el sistema, bien vía corrientes superficiales o como surgencias tras su paso por los acuíferos, serían más pesadas de partida. Sin embargo, el depósito de volúmenes importantes de facies tobáceas se relaciona mayoritariamente con etapas climáticas cálidas (Henning *et al.*, 1983; Pazdur *et al.*, 1988; Durán, 1989; Andrews *et al.*, 1993 y 1994; Horvatinčić *et al.*, 2003). No obstante, Viles y Pentecost (2007) señalan que el clima no debe considerarse como el único factor en el depósito de tobas; de hecho, varios autores citan depósitos tobáceos generados durante épocas frías (Duran, 1989; López Vera y Martínez Goytre, 1989) en relación con otras características favorables (p. ej. extensión de los acuíferos carbonatados, evolución del relieve o efecto microclimático del termalismo; Díaz Hernández *et al.*, 2000).

5.3-LAS SECUENCIAS DE EXPANSIÓN LACUSTRE DE LA UNIDAD T₈

En la unidad T₈ se han diferenciado secuencias que implican fases de expansión lacustre durante su génesis (secuencias 6 y 7, figuras 3.26 y 3.27). El espesor de las facies correspondientes (Mm, Ml → Cbg; Co (Cbt)→(Ce)→Cbg) puede alcanzar los 2 m. Además, el conjunto fluvio-lacustre que las incluye alcanza espesores que pueden superar los 30 m, con una superposición monótona de más de 20 m de facies bioclásticas de gasterópodos y carofitas que alcanza el techo de la unidad (por ejemplo, perfil de Caragüelles Sur, fig. 2.9). Todo ello implica una continua creación de espacio en el sistema en unas condiciones ambientales muy constantes, entre ellas la profundidad de la lámina de agua.

Estos hechos son normales en un sistema hidrológicamente cerrado, pero más difíciles de explicar en un sistema abierto. En éste, en principio, el nivel lacustre sería relativamente estable, con variaciones estacionales o, en todo caso, de corto periodo temporal. La evolución de sus depósitos sería hacia la colmatación, salvo que exista una activa creación de espacio para alojar sedimentos al tiempo que se da un delicado equilibrio entre el nivel del agua y la topografía en la efluencia del lago.

En conclusión, los datos del estudio realizado plantean incertidumbres, tanto del carácter abierto o cerrado, como de las condiciones ambientales que controlaron el sistema fluvio-lacustre carbonatado de la Muela de Borja. Por tanto, se hace necesaria su comparación con otros sistemas en que se formaron facies similares, pero en los que dichas condiciones sean conocidas en términos genéricos. El estudio de tales sistemas será el objetivo del Bloque II de esta memoria.

BLOQUE II

SISTEMAS TOBÁCEOS CUATERNARIOS DE LA CORDILLERA IBÉRICA

6- INTRODUCCIÓN

6.1- Situación geográfica

6.2- Situación geológica

6.3- Antecedentes

6.3.1- Antecedentes regionales

6.3.2- Antecedentes sobre sedimentología de sistemas tobáceos

6.4- Objetivos concretos

6.5- Metodología

II: SISTEMAS TOBÁCEOS CUATERNARIOS DE LA CORDILLERA IBÉRICA

6-INTRODUCCIÓN

Las particulares características sedimentarias de los depósitos de la unidad T_8 de la Muela de Borja (fitoclastos, oncolitos) respecto al conjunto infrayacente (carbonatos y sulfatos lacustres, detríticos aluviales) de las unidades T_6 y T_7 de la Cuenca del Ebro, han llevado a la necesidad de ampliar el estudio de las facies tobáceas y oncolíticas a depósitos relativamente recientes, donde es posible reconocer sus condiciones de formación con más facilidad.

La Cordillera Ibérica alberga extensas y potentes formaciones carbonatadas mesozoicas que determinan el desarrollo de sistemas cársticos en relación con los cuales se pueden formar depósitos fluviales tobáceos. Prueba de ello es la presencia de numerosos edificios tobáceos en las proximidades de las zonas de descarga de los acuíferos carbonatados y a lo largo de muchos tramos fluviales, algunos de los cuales continúan originando tobas en la actualidad. Así, se reconocen importantes depósitos de tobas en zonas del Maestrazgo (Lozano *et al.*, 1998; Peña *et al.*, 2000), Puertos de Beceite (Martínez-Tudela *et al.*, 1986), Sierra de Albarracín (Sancho *et al.*, 1997), Alto Tajo (Ordóñez y García del Cura, 1983; Ordóñez *et al.*, 1987; López-Vera y Martínez-Goytre, 1989) y algunas áreas noroccidentales de la Cordillera Ibérica (Coloma *et al.*, 1996). Los ríos Piedra y Mesa (fig. 6.1), en la Cordillera Ibérica Central, albergan espectaculares edificios tobáceos fósiles (Leránz *et al.*, 1987 y Arenas *et al.*, 2004a) y constituyen sistemas funcionales en la actualidad (Arenas *et al.*, 2004a y b). Es por ello que las cuencas de estos dos ríos se han considerado los lugares oportunos para establecer un análisis comparativo entre los depósitos estudiados en la unidad superior de la Muela de Borja y las tobas cuaternarias fósiles asociadas a ambos ríos.

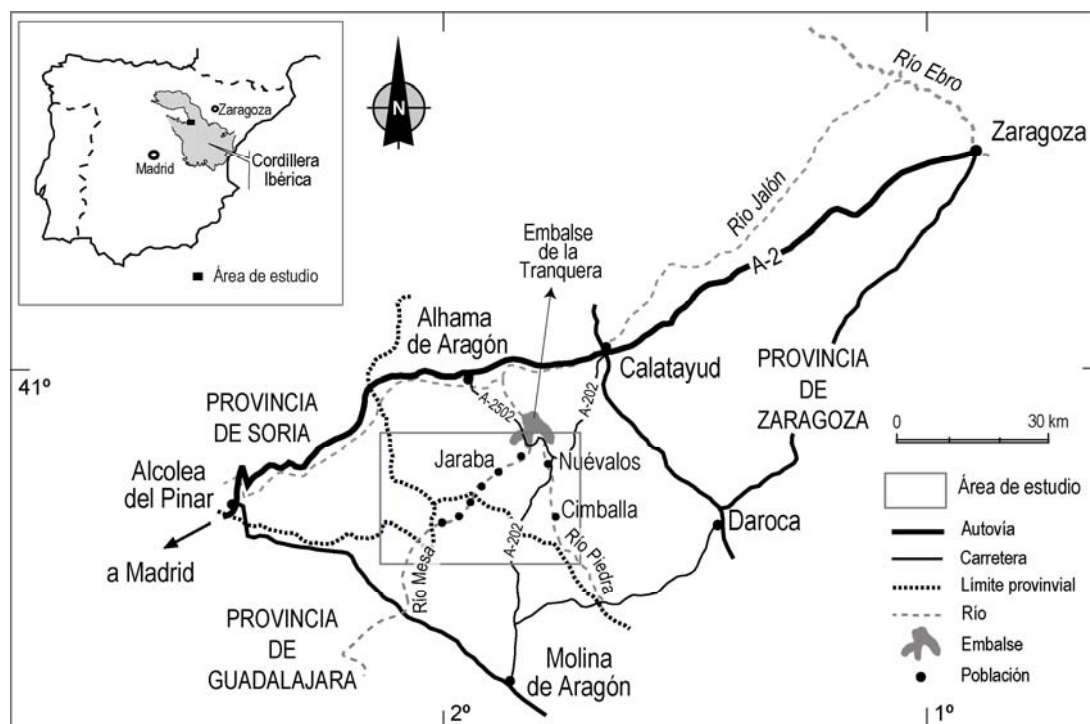


Figura 6.1: Situación geográfica del área de estudio.

6.1-SITUACIÓN GEOGRÁFICA

Son objeto de estudio en este trabajo los depósitos tobáceos cuaternarios (fósiles) asociados a los ríos Piedra y Mesa. Estos depósitos aparecen distribuidos a lo largo de los actuales cauces de ambos ríos, los cuales cortan de sur a norte el sector central de la Cordillera Ibérica y desembocan en el Embalse de la Tranquera, desde donde vierten al río Jalón como un único curso (fig. 6.1).

El área de estudio se sitúa al suroeste de la provincia de Zaragoza y noreste de Guadalajara, en concreto en las comarcas de la Comunidad de Calatayud y Señorío de Molina-Alto Tajo. En cuanto a su situación en los mapas topográficos de España a escala 1:50000, aparece en las hojas nº 436 (Alhama de Aragón), 437 (Ateca), 463 (Milmarcos) y 464 (Used).

La altitud de estos dos ríos, en el área de estudio, oscila entre 904 m para el río Piedra en Cimballa y 987 m para el río Mesa en Mochales, hasta 686 m en el Embalse de la Tranquera.

El clima de la zona es continental con fuertes contrastes térmicos, con un verano caluroso y un invierno muy frío, con temperaturas máximas medias anuales de 19-20° y mínimas de 5-6°. Las precipitaciones son escasas, aproximadamente 500 mm medidos en las estaciones de Jaraba (Mantero y Galván, 2004). La mayor parte de ellas en forma de lluvia, con cierta relevancia de las nevadas y de las precipitaciones en forma de granizo asociadas a tormentas en primavera y verano. La precipitación está distribuida uniformemente a lo largo del año con pequeños máximos en primavera y otoño.

El área de estudio está cubierta por encinares y sabinares que cuando desaparecen por la acción antrópica, dan paso al establecimiento de matorrales y tomillares formados por espliegos y salvias como elementos más representativos (Ladero *et al.*, 2004). En torno a los ríos Piedra y Mesa se desarrolla una vegetación de galería constituida por olmedas, choperas y saucedas que sufre inundaciones periódicas a lo largo del año. En la llanura de inundación de ambos ríos, y preferentemente en las proximidades de los núcleos urbanos, existen abundantes huertas y campos de frutales. Es importante destacar las comunidades vegetales acuáticas que viven permanentemente en el agua, arraigadas en el lecho de ambos ríos.

La comarca de Calatayud ha sufrido entre 1950 y 2001 una disminución de la población de un 51% (datos de la Asociación para el desarrollo rural integral de la Comunidad de Calatayud y Comarca del Aranda) como resultado del éxodo de la población rural hacia las cabeceras de provincia y hacia el exterior de la provincia. En los últimos años este proceso se ha visto frenado por la llegada de inmigrantes procedentes de otros países (Haffar y Heredia, 2005), lo que ha permitido un ligero repunte en el crecimiento de la población (aproximadamente un 2% entre el año 2001 y 2004). No obstante, este crecimiento se ha producido fundamentalmente en la ciudad de Calatayud, mientras que en la mayor parte de los municipios este aumento no ha sido significativo.

El poblamiento se adapta con fidelidad al trazado de los ríos, ubicándose los municipios más importantes en la ribera del Jalón o en alguno de sus tributarios. Concretamente en el río Piedra encontramos los municipios de Cimballa (143 habitantes, datos censo 2001) y Nuévalos (332 hab.), mientras en el río Mesa encontramos los municipios de Mochales (127 hab.), Villel de Mesa (271 hab.) y Algar de Mesa (92 hab.) en la provincia de Guadalajara, y de Calmarza (87 hab.), Jaraba (316 hab.) e Ibdes (523 hab.) en la provincia de Zaragoza.

El acceso a la cuenca del río Piedra se puede realizar, por ejemplo, desde Calatayud (A-2) por la carretera regional A-202 que conduce a Molina de Aragón, hasta el Embalse de la Tranquera y Nuévalos y desviándose después en dirección a Llumes y Cimballa por la CV-307 (fig. 6.1).

Para recorrer la cuenca del río Mesa, el acceso más directo es desde Alhama de Aragón (A-2) por la carretera comarcal A-2502 que conduce hacia el Embalse de la Tranquera, desde donde existe un desvío hacia el sur (A-1501) en dirección a Ibdes y Jaraba. La carretera que comunica Jaraba con Calmarza, Algar de Mesa, Villed de Mesa y Mochales discurre paralela al cauce del río Mesa (fig. 6.1).

6.2-SITUACIÓN GEOLÓGICA

El río Piedra nace en la confluencia de varios barrancos cerca de Embid (provincia de Zaragoza), en la paramera de Gallocanta, pero es en Cimballa (Zaragoza) donde adquiere un caudal importante y permanente (fig. 6.1). En su recorrido hacia el norte atraviesa materiales carbonatados mesozoicos que constituyen el acuífero que alimenta al río y confieren al agua su carácter bicarbonatado cálcico. En los 66 kilómetros que recorre, el río discurre encajado en un sustrato compuesto mayoritariamente por diversas formaciones del Jurásico Inferior (Fms. Imón, Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas) y del Cretácico (Fms. Utrillas, Santa María de las Hoyas, Nuévalos, Monterde, Jaraba, Pantano de la Tranquera), y localmente por depósitos detríticos terciarios y por sus propias formaciones tobáceas fósiles (fig. 6.2). Todos los depósitos jurásicos y cretácicos (excepto la Fm. Utrillas) son carbonatados, tanto calcáreos como dolomíticos.

Aproximadamente un kilómetro al sur de la localidad de Nuévalos se encuentra El Parque Natural del Monasterio de Piedra, entorno de gran belleza por su paisaje, pero además de gran interés científico debido a que la configuración morfológica, variedad de facies (litotopos, biotopos) y características hidroquímicas actuales lo convierten en un excepcional laboratorio donde analizar los

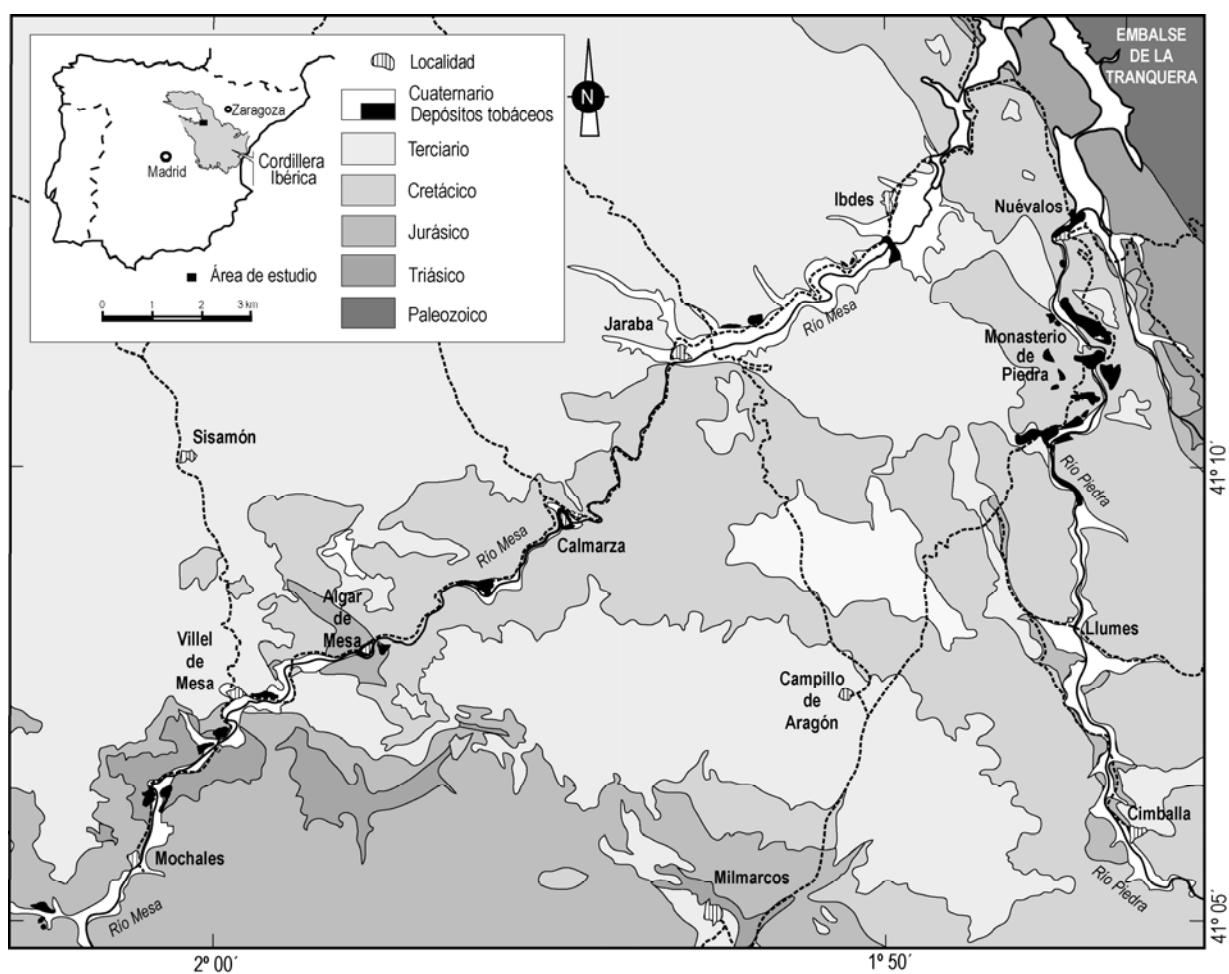


Figura 6.2: Situación geológica del área de estudio. La cartografía de los depósitos tobáceos a lo largo de los ríos Piedra y Mesa basada en Arenas et al. (2004a) y Peña y Longares (com. pers.).

procesos de la sedimentación tobácea (Arenas *et al.*, 2004a; Vázquez *et al.*, 2004).

El río Mesa nace en la provincia de Guadalajara, en la Sierra de Aragoncillo, donde comienza su recorrido hacia el norte traspasando los límites provinciales hacia tierras aragonesas para desembocar finalmente en el Embalse de la Tranquera. En sus 65 kilómetros de recorrido, el río atraviesa los materiales del Triásico en facies germánica, la serie del Jurásico inferior (Fms. Imón, Cortes de Tajuña, Cuevas Labradas, Cerro del Pez, Barahona y Turmiel) y parte del medio (Fm. Chelva), las arenas del Cretácico Inferior (Fm. Utrillas) y las formaciones carbonatadas del Cretácico Superior (Fms. Santa María de las Hoyas, Nuévalos, Monterde, Jaraba, Pantano de la Tranquera, Hontoria del Pinar y Burgo de Osma) que forman el abrupto cañón situado entre Calmarza y Jaraba. En su tramo final hacia Ibdes y el Embalse de la Tranquera, el río discurre sobre conglomerados terciarios pertenecientes a la Cuenca de Almazán, que se disponen discordantemente sobre los materiales del Cretácico (fig. 6.2). En los barrancos laterales al río Mesa existen aluviones de espesor variable y, en algunas partes del mismo río, se encuentran depósitos tobáceos Cuaternarios.

Una característica particular del río Mesa es el conjunto de surgencias termales del entorno de Jaraba que, junto con los manantiales termales de Alhama de Aragón, constituyen una de las manifestaciones termales más significativas de la Cordillera Ibérica (Pinuaga *et al.*, 2004). Existe una veintena de puntos, entre surgencias naturales y captaciones, alineados preferentemente en la margen derecha del río Mesa, a lo largo de 2,5 km. Los acuíferos que alimentan las surgencias corresponden a las series del Jurásico Inferior y del Cretácico Superior que forman dos acuíferos separados por la Fm. Utrillas y caracterizados por una elevada permeabilidad, consecuencia de la abundancia de fracturas abiertas y de los conductos producidos por la disolución de las calizas y dolomías durante la circulación de las aguas. La existencia de una importante fractura a lo largo de la traza del río Mesa que verticaliza los estratos y enfrenta ambos acuíferos con los materiales terciarios de muy baja permeabilidad de la Cuenca de Almazán, favorece el ascenso de los flujos del acuífero jurásico atravesando primero las arenas de Utrillas, para acabar emergiendo a través del acuífero cretácico junto a Jaraba (Pinuaga *et al.*, 2004) (fig. 6.3). Al igual que las aguas del río Piedra, las del Mesa

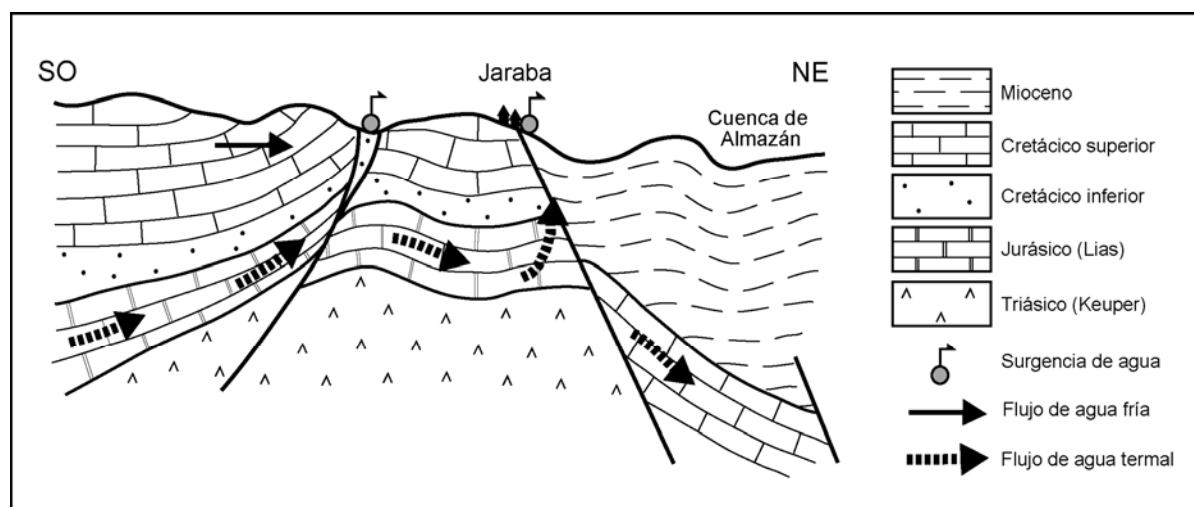


Figura 6.3: Corte hidrogeológico de los acuíferos Cretácico y Jurásico en las proximidades de Jaraba. Tomado de Pinuaga *et al.* (2004).

presentan un carácter dominante bicarbonatado cálcico (Sánchez Navarro, 2000).

Los depósitos cuaternarios de tobas asociados a los ríos Piedra y Mesa se distribuyen a lo largo de las cuencas fluviales (fig.6.2) y aparecen constituyendo niveles aterrazados, cuyo espesor individual varía entre 20 y casi 90 m para el río Piedra (Arenas *et al.*, 2004a) y entre 3 y 25 m para el río Mesa (Leránz *et al.*, 1987). Estos niveles aterrazados se apoyan de forma discordante sobre el sustrato carbonatado Cretácico y, localmente, también sobre el Terciario detrítico.

6.3-ANTECEDENTES

6.3.1-Antecedentes regionales

En el marco de la Cordillera Ibérica son numerosos los ríos que presentan edificios tobáceos fósiles o actuales (fig. 6.4). De ellos, los ríos Piedra y Mesa han sido objeto del presente estudio. En los ríos Piedra y Mesa su existencia se reseña en los mapas de la serie MAGNA nº 436 (Alhama de Aragón), 437 (Ateca), 463 (Milmarcos) y 464 (Used) donde aparecen identificados como tobas calcáreas o terrazas de travertinos. En la memoria explicativa del mapa geológico nº 436 (Alhama de Aragón; Gabaldón-López y Martín-Serrano, 1991) se describen como “depósitos de gran desarrollo vertical, hasta 8 m de potencia, formados por acumulaciones carbonáticas de troncos, tallos, algas y restos de fósiles (gasterópodos), así como depósitos limosos y gravas calcáreas”.

Lerános *et al.* (1987) publican el primer trabajo dedicado exclusivamente a los depósitos tobáceos presentes en el río Mesa, desde Villed de Mesa (Guadalajara) hasta Ibdes (Zaragoza) (fig. 6.2). En este estudio se caracterizan varias facies: facies de tallos, de musgos, estromatolítica, de oncoïdes, de gasterópodos y espeleotemas, y se propone su dispositivo sedimentario (fig. 6.5). Se relaciona la creación de los edificios tobáceos con irregularidades en el lecho del río que actúan como

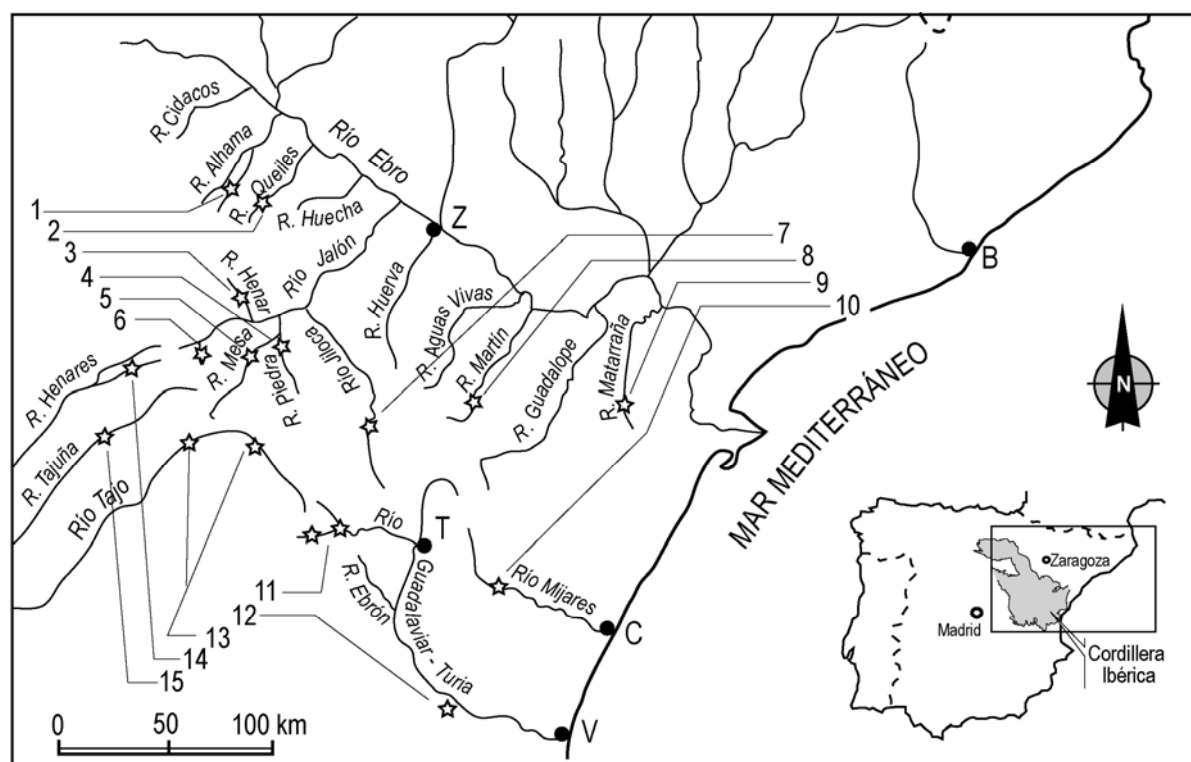


Figura 6.4: Situación geográfica de algunos de los depósitos tobáceos estudiados en los ríos de la Cordillera Ibérica. 1: Sáenz Ridruejo y Sanz Pérez (1989) y Coloma *et al.* (1996); 2: Rey de la Rosa y Rivera-Navarro (1981); 3: González *et al.* (2006); 4: Arenas *et al.* (2004a); 5: Lerános *et al.* (1987); 6: Torres *et al.* (1995 y 1996); 7: Gracia y Cuchí (1989); 8: Lozano *et al.* (2004); 9: Martínez-Tudela *et al.* (1986); 10: Lozano *et al.* (1998) y Peña *et al.* (2000); 11: Peña *et al.* (1994), Meléndez *et al.* (1996) y Sancho *et al.* (1997); 12: Santisteban y Sanchis (1999); 13: Ordóñez *et al.* (1986a y 1990), Torres *et al.* (1994) y Valero-Garcés *et al.* (2008); 14: Ordóñez *et al.* (1980) y Ordóñez *et al.* (1990); 15: Ordóñez y González (1979) y Ordóñez *et al.* (1981). Leyenda: B: Barcelona, C: Castellón, T: Teruel, V: Valencia y Z: Zaragoza.

obstáculos sobre los que se acumulan tallos permitiendo así el represamiento del agua. En los márgenes de estas zonas encharcadas habitan tallos en posición de vida, gasterópodos y musgos, mientras que en el frente del obstáculo se desarrollan cortinas de musgos, cuyo crecimiento origina el avance frontal del salto hasta la creación de una cascada.

En el año 2004 la Real Academia Nacional de Farmacia publica una memoria dedicada a los Balnearios de Jaraba. La Memoria consiste en una recopilación de trabajos que desde diferentes ángulos estudian los balnearios y su entorno; entre estos trabajos cabe destacar los dedicados a las características físico-químicas de las aguas (Torija *et al.*, 2004), a su microbiología (De la Rosa *et al.*, 2004), a la climatología (Mantero y Galván, 2004), a la vegetación (Ladero *et al.*, 2004) y, por último, el dedicado a geología e hidrogeología (Pinuaga *et al.*, 2004). Pinuaga *et al.* (2004) describen la estratigrafía local y las estructuras tectónicas que afectan a los dos acuíferos carbonatados presentes en la zona (las series del Jurásico inferior y del Cretácico superior) y que originan importantes surgencias de aguas termales en el entorno de Jaraba, a las que nos hemos referido previamente (fig. 6.3).

Desde finales del siglo XX se viene realizando un amplio estudio multidisciplinar que tiene como objeto el análisis de los depósitos tobáceos actuales y fósiles en los ríos Piedra y Mesa. Resultado de este trabajo son las siguientes publicaciones: Osácar *et al.* (2002 y 2003), Arenas *et al.* (2004a y b), Vázquez *et al.* (2004 y 2005) y Vázquez-Urbez *et al.* (enviado). En el trabajo de Arenas *et al.* (2004a) se presenta un estudio preliminar de las formaciones tobáceas fósiles del río Piedra. En el entorno del Monasterio de Piedra, a partir de una cartografía geomorfológica, se han distinguido cinco etapas de desarrollo tobáceo que quedan reflejadas en el escalonamiento transversal y longitudinal de dichos niveles. Estos paquetes calcáreos se formaron en un sistema sedimentario complejo que Arenas *et al.* (2004a) describen como un sistema fluvial de cascada-barrera-represamiento en cuyos diferentes subambientes se genera una gran variedad de facies carbonatadas: *Rudstones* de fitoclastos, *Boundstones* de tallos, *Packstones* de bioclastos, *Boundstones* de carofitas,

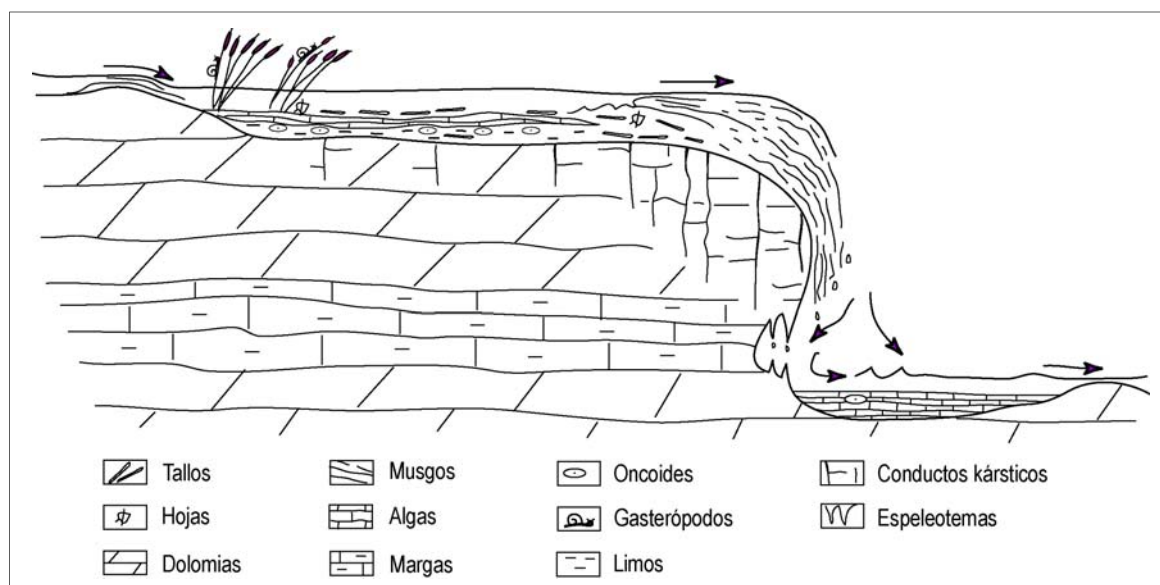


Figura 6.5: Dispositivo sedimentario propuesto para las tobas del río Mesa. Tomado de Lerános *et al.* (1987).

Boundstones de briofitas, *Floatstones* y margas con gasterópodos, *Rudstones* de oncolitos, Estromatolitos y Espeleotemas. Además, en este sistema fluvial también se depositan areniscas y conglomerados.

En el río Piedra se han diferenciado diversos subambientes actuales de formación de toba en función de sus características morfodinámicas, hidrológicas y asociaciones de flora, en la mayoría de los casos íntimamente ligados a la precipitación de carbonato en sustratos biológicos. Estos subambientes son: sectores del cauce con flujo rápido y sin saltos, represamientos o remansos aguas arriba y abajo de saltos o cascadas, pequeños saltos con desarrollo de musgos, cascadas con salto vertical importante ($> 2\text{m}$) o de salto escalonado con crecimiento de tapices de musgos y tallos colgantes, zonas de salpicadura adyacentes a los saltos de agua y cuevas desarrolladas detrás de las cascadas con crecimientos espeleotémicos (Arenas *et al.*, 2004a y b; Vázquez *et al.*, 2004; Vázquez-Urbez *et al.*, enviado).

A lo largo de la Cordillera Ibérica, en un recorrido de oeste a este (fig. 6.4), los primeros depósitos tobáceos que se localizan son los de la Laguna de Añavieja (Soria) estudiados por Sáenz Ridruejo y Sanz Pérez (1989) y Coloma *et al.* (1996). Se trata de una laguna somera, actualmente desecada, que quedaba cerrada por una barrera tobácea que impedía parcialmente el drenaje hacia el río Añamaza. A lo largo del cauce de este río se reconocen cuatro barreras tobáceas localizadas en las zonas de valle más angosto. En este mismo trabajo se cita la existencia de calizas tobáceas de edad Miocena, considerándose como un registro lacustre de mayores proporciones, ya que alcanza una extensión geográfica mayor (Coloma *et al.*, 1996).

Muy próximos geográficamente se encuentran los depósitos asociados al río Queiles (fig. 6.4) en las cercanías de Ágreda (Soria). Éstos han sido cartografiados como la unidad Q_{tr} en el mapa geológico nº 319 de la serie MAGNA (Rey de la Rosa y Rivera-Navarro, 1981).

Ya en la cuenca del río Jalón, se describen depósitos tobáceos en el río Blanco (fig. 6.4) que se distribuyen en tres terrazas asignadas a los estadios isotópicos 7, 5 y 3, datadas a partir del análisis de la tasa de racemización de los aminoácidos de los gasterópodos (Torres *et al.*, 1995 y 1996).

En el río Henar (fig. 6.4), también afluente del Jalón, se han diferenciado varios edificios tobáceos (González *et al.*, 2006) formados a partir de fuentes que surgen de formaciones carbonatadas cretácicas, situados actualmente en la parte superior de la ladera. A través del estudio sedimentológico de los depósitos se reconocen tres episodios en el desarrollo de las tobas, relacionados con el diferente grado de encajamiento del río Henar.

Entre los municipios de Calamocha y Caminreal, el río Jiloca (fig. 6.4) presenta un nivel de “terrazza travertínica” estudiada por Gracia y Cuchí (1989) cuya génesis estuvo ligada a “encharcamientos en zonas de vados fluviales” durante un periodo de continuada subsidencia tectónica, lo que permitió la acumulación de potentes depósitos de hasta 25 m.

Lozano *et al.* (2004) citan la existencia de tobas en el cañón del río Martín (fig. 6.4), concretamente en la zona de los Estrechos de Albalate. Estos autores han diferenciado tres niveles de terrazas tobáceas datadas a partir del método radiométrico U/Th, resultando ser la más baja la más

moderna y la superior la más antigua.

Son también interesantes los depósitos tobáceos presentes en el río Matarraña (fig. 6.4) situados en las inmediaciones del municipio de Beceite (Teruel). En el trabajo de Martínez-Tudela *et al.* (1986) se diferencian tres generaciones constructivas de tobas fósiles y una cuarta generación actual con escaso desarrollo. Las dataciones con U/Th de las tres generaciones fósiles han permitido establecer que fueron construidas en periodos de tiempo equivalentes a estadios interglaciales. Así mismo, Martínez-Tudela *et al.* (1986) resalta la fuerte dependencia entre la formación de tobas y el desarrollo de una determinada comunidad vegetal, a su vez dependiente de factores climáticos. El estudio detallado de la flora y fauna de uno de los edificios tobáceos del río Matarraña indicaría unas condiciones templado-húmedas y, por tanto, estos autores sugieren que el mayor desarrollo de los depósitos tobáceos se debió de dar en periodos interglaciales húmedos.

Situado más al sur y vertiendo sus aguas directamente al Mediterráneo, el río Mijares también presenta depósitos tobáceos en su tramo medio-alto (provincia de Teruel), que han sido estudiados por Lozano (1997), Lozano *et al.* (1998) y Peña *et al.* (2000). Estos autores diferencian dos edificios tobáceos fluviales formados por los depósitos típicos de grandes barreras fitohermales y pequeñas áreas represadas aguas arriba de las barreras. Las dataciones a partir de U/Th indican que el edificio más antiguo se formó en los estadios isotópicos 3 y 7, mientras que el más moderno lo hizo en el estadio 1. La actividad neotectónica (fallas que cortan el cauce del río Mijares y que provocan un cambio en el perfil longitudinal del río) parece condicionar la localización de los depósitos tobáceos, a la vez que los periodos climáticos cálidos favorecen la intensa actividad tobácea en el sistema fluvial (Peña *et al.*, 2000).

En los estudios realizados en los depósitos tobáceos presentes en los ríos Guadalaviar y Fuente de Berro (Peña *et al.*, 1994; Meléndez *et al.*, 1996 y Sancho *et al.*, 1997) también se hace hincapié en la localización de los distintos edificios tobáceos y la relacionan, al igual que para el río Mijares, con un cambio en la pendiente del perfil longitudinal del río. Sin embargo, en este caso este cambio se produce como consecuencia de variaciones litológicas en el sustrato. Por otro lado, aunque el agua está sobresaturada en calcita a lo largo de todo el año y en todo su recorrido, solamente se observa precipitación de calcita en las zonas de cascada durante el periodo primavera-verano, coincidiendo con la mayor actividad biológica (Meléndez *et al.*, 1996).

En un afluente del río Guadalaviar-Turia, Barranco de la Ermita, ya en la provincia de Valencia (fig. 6.4), Santisteban y Sanchis (1999) citan la existencia de depósitos tobáceos en las proximidades del municipio de Chera, de hasta 20 m de espesor y los interpretan como formados a partir de aguas procedentes de surgencias próximas al edificio tobáceo. En el depósito se han reconocido varias etapas de crecimiento alternando con fases destructivas, que los autores relacionan con fluctuaciones climáticas.

Son numerosos los afloramientos tobáceos en el alto Tajo y sus afluentes (ríos Gallo, Cuervo, Escabas, Guadiela y Trabaque, entre otros) que a lo largo de los años han sido estudiados por numerosos autores desde diversos puntos de vista. Los primeros trabajos publicados son los de Virgili y Pérez-González (1970) y Pérez-González y Virgili (1975) que distinguen dos terrazas travertínicas bien diferenciadas y las relacionan con cambios climáticos. López-Vera y Martínez-

Goytre (1988 y 1989) señalan la existencia en la confluencia de los ríos Gallo y Tajo de dos episodios de crecimiento tobáceo, datados a partir de U/Th y desarrollados en los estadios isotópicos 1 y 5. Los trabajos de Ordóñez *et al.* (1986a, 1987 y 1990) y Pedley *et al.* (2003) se centran en los depósitos de los ríos Cifuentes, Lagunilla y Tajo donde se reconocen tres etapas de desarrollo tobáceo con predominio de tobas fluviales y palustres; su crecimiento se relaciona con cambios climáticos, asignándolos a periodos de mayor humedad. Pedley *et al.* (2003) hacen una completa descripción de las tobas palustres presentes en los ríos Lagunilla y Cifuentes, caracterizando su geometría, facies y evolución, lo que permite diferenciarlas de las otras tres tipologías de tobas (*perched springline*, fluviales y lacustres, según la clasificación de Ford y Pedley, 1996). Y por último, los trabajos de Torres *et al.* (1994, 1996 y 2005) en la confluencia de los ríos Guadiela, Trabaque y Escabas diferencian seis niveles de terrazas formadas por tobas fluviales tipo *braided* y de barrera. Lo más interesante de estos trabajos es el empleo del análisis de racemización de aminoácidos en pelecípodos, gasterópodos y ostrácodos como herramienta para la obtención de dataciones numéricas. Recientemente, Valero-Garcés *et al.* (2008) estudian los depósitos lacustres y tobáceos de la Laguna de Taravilla (fig. 6.4); estos últimos en relación a los estadios isotópicos 6-5 y a la transición al Holoceno.

Ordóñez y González (1979), Ordóñez *et al.* (1981) y Pedley *et al.* (2003) realizan el análisis de las formaciones tobáceas del valle del río Tajuña (fig. 6.4).

En el río Dulce, afluente del río Henares (fig. 6.4), también se han reconocido depósitos tobáceos; por un lado, paraactuales (tobas de cascada), estudiados por Ordóñez y García del Cura (1977) y, por otro, se han reconocido formas actuales oncolíticas y estromatolíticas creciendo en varios canales artificiales (Ordóñez *et al.*, 1980).

Como puede verse en este apartado, la mayor parte de los trabajos realizados sobre los depósitos tobáceos de la Cordillera Ibérica se centran en aspectos geomorfológicos (diferenciación de niveles de terrazas) y en establecer posibles relaciones entre el desarrollo de los niveles de terrazas y etapas climáticas favorables, haciendo uso, para ello, de diversos métodos de dataciones absolutas. Son menos numerosos los trabajos que realizan estudios sedimentológicos que aporten modelos de formación y evolución de los depósitos tobáceos.

6.3.2-Antecedentes sobre sedimentología de sistemas tobáceos

Son pocos los trabajos que abordan aspectos sedimentológicos generales de las tobas/travertinos (Ford y Pedley, 1996; Pentecost, 2005 y Nash y McLaren, 2007), frente a muchos otros que se centran en casos concretos y/o analizan aspectos sedimentológicos particulares, generalmente asociados a análisis petrológicos (Chafetz y Folk, 1984; Pedley, 1990; Chafetz y Guidri, 1999; Riding, 2002), hidroquímicos (Andreo *et al.*, 1999 y Liu *et al.*, 2003 y 2006), geoquímica isotópica (Andrews *et al.*, 1997; Ihlenfeld *et al.*, 2003 y Andrews, 2006) y apoyados en métodos de datación (Henning *et al.*, 1983; Duran, 1989; Eikenberg *et al.*, 2001; Rich *et al.*, 2003; Garnett *et al.*, 2004a; Torres *et al.*, 2005). Siendo el objetivo final de la mayoría de estos trabajos la deducción de implicaciones paleoclimáticas (Pedley *et al.*, 1996; Garnett *et al.*, 2004b; Andrews y Brasier, 2005).

En los trabajos de Pedley (1990) y Ford y Pedley (1996) se caracterizan los diferentes

ambientes de sedimentación donde se pueden formar depósitos tobáceos. Es esta clasificación la que se va a utilizar para hacer una síntesis de los antecedentes sobre la sedimentología tobácea, agrupando los trabajos en función del ambiente de formación de las tobas y no de su ubicación geográfica:

1) Ambientes relacionados con **surgencias elevadas** (*perched springline*). En planta tienen forma de abanico, mientras que en sección se aproximan a una cuña con la parte más potente junto a la fuente (fig. 6.6). En las zonas próximas a la fuente es frecuente encontrar áreas encharcadas palustres, seguidas de una zona con pendiente que puede superar los 30° formada por terrazas escalonadas de musgos y hepáticas. Las zonas distales se caracterizan por la presencia de tobas microdetriticas, con abundantes gasterópodos, procedentes de las zonas proximales y que se intercalan con niveles de paleosuelos.

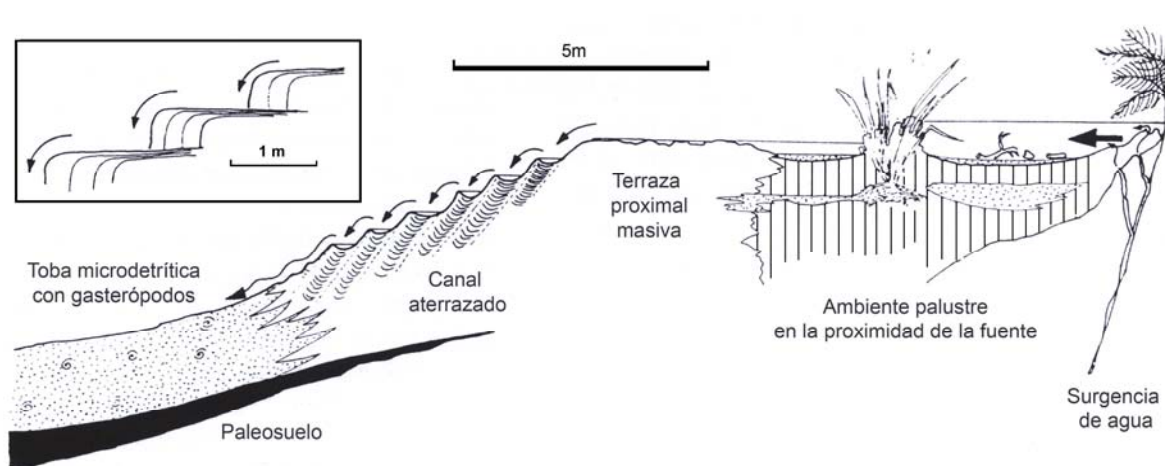


Figura 6.6: Modelo de sedimentación de tobas en relación a surgencias (*perched springline*) según la clasificación de Pedley (1990).

Un ejemplo de *perched springline* son las tobas presentes en la Cuenca de Granada (Martín Algarra *et al.*, 2003; fig. 6.7), en las que describen la presencia de una barrera con cascada bien desarrollada y constituidas por restos fitoclásticos y bioconstrucciones de musgos y tallos colgantes (asociación de facies 2, en la figura 6.7). Aguas arriba de la barrera se forma un área lacustre donde dominan las margas y calizas con gasterópodos, acompañadas por oncolitos y estromatolitos (asociación de facies 1). Por debajo de la barrera, se acumula material detrítico (fragmentos de tobas) y pequeños parches bioconstruidos por musgos y macrofitas (asociación de facies 3).

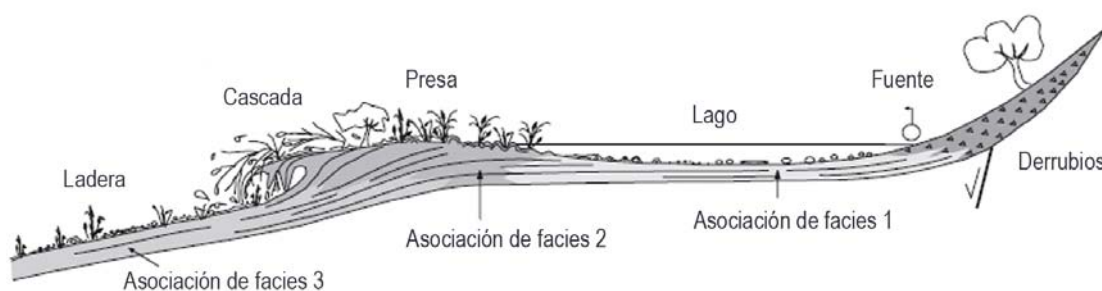


Figura 6.7: Modelo de sedimentación de tobas en relación a surgencias (*perched springline*) descrito en la Cuenca de Granada (Martín-Algarra *et al.*, 2003).

En las formaciones tobáceas del valle del río Tajuña, Ordóñez y González (1979), Ordóñez y García del Cura (1983) elaboran un modelo conceptual de evolución de estos edificios tobáceos relacionados con surgencias que explica su génesis, crecimiento y destrucción (fig. 6.8A). El proceso comienza con la infiltración de agua meteórica en el suelo vegetal donde por efecto de la putrefacción bacteriana aumenta la presión de CO_2 en el agua. La circulación del agua por formaciones carbonáticas disuelve carbonato e incorpora Ca^{2+} . La surgencia de esta agua, con la consiguiente pérdida de presión de CO_2 por desgasificación, provoca la precipitación de carbonato y desarrollo del edificio tobáceo.

La destrucción del edificio tobáceo comienza cuando el agua percola a través del propio edificio, produciéndose la carstificación del mismo, e incluso la génesis de nuevos edificios a partir de nuevas surgencias (fig. 6.8B). La última etapa es la de destrucción mecánica del depósito por las aguas de avenida.

2) Ambiente de **cascada**, donde la topografía genera saltos importantes de agua. Se caracterizan por el desarrollo de cortinas de musgos que van superponiéndose unas a otras a medida que el carbonato cálcico precipita encima de las briofitas. Detrás de las cortinas de musgos es

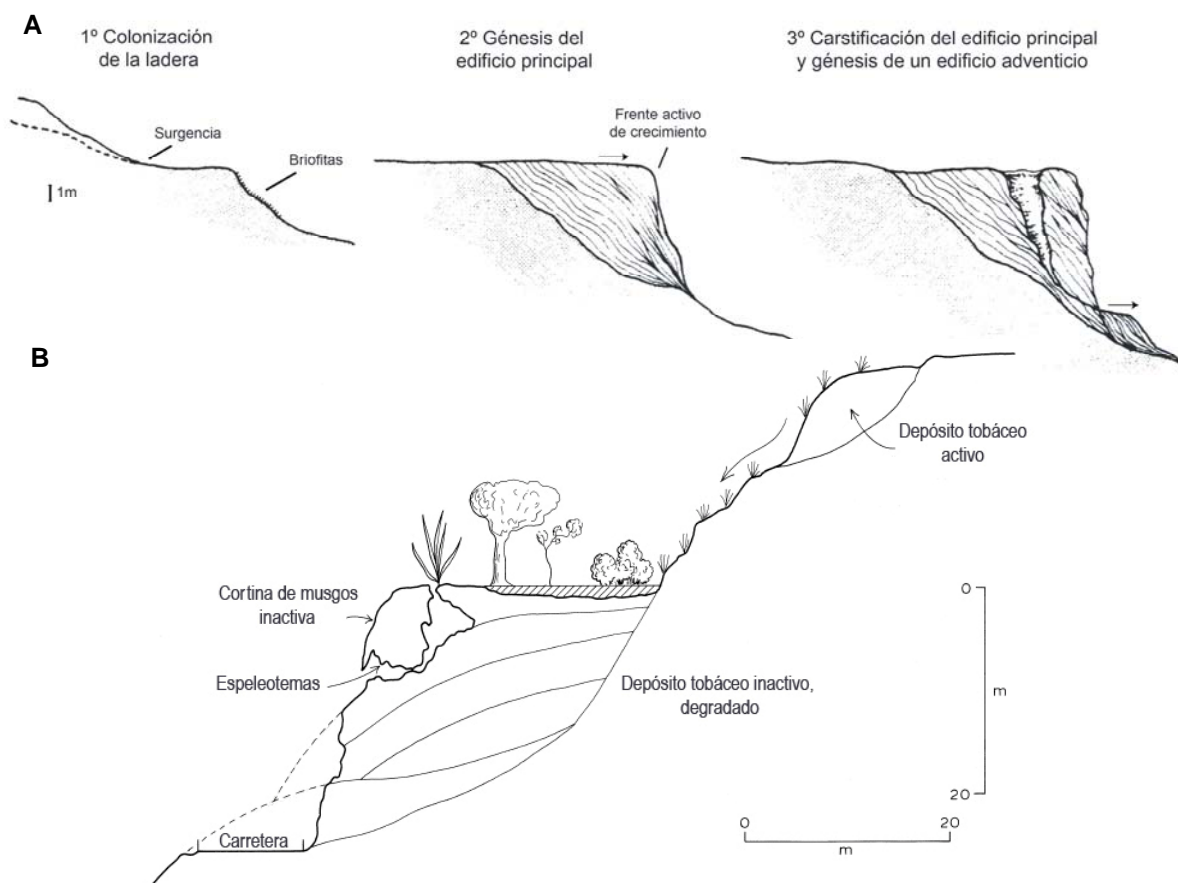


Figura 6.8: A: Modelo conceptual de formación y destrucción de tobas relacionadas con surgencias, tomado de Ordóñez y González (1979); B: Esquema de un depósito tobáceo tipo perched springline en el valle del río Tajuña; en la parte inferior del esquema el conjunto tobáceo aparece degradado y fuertemente colonizado por vegetación, mientras que en la parte superior se está formando un nuevo edificio tobáceo, tomado de Pedley et al. (2003).

frecuente que se formen cuevas y formas estalactíticas (fig. 6.9). Normalmente este tipo de depósito aparece incluido, como una parte, en otros ambientes de sedimentación de tobas.

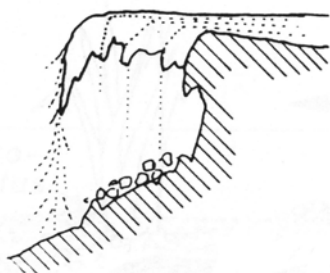


Figura 6.9: Modelo de sedimentación de tobas de cascada según la clasificación de Pedley (1990).

3) Ambientes **fluviales**, diferenciando dos tipos: ambiente de curso entrelazado (*braided fluvial model*) y ambiente de barrera (*barrage model*). A estas dos tipologías se puede añadir otro modelo descrito para ríos meandriformes en la Cuenca de Madrid por Ordóñez y García del Cura (1983). Además, asociadas a las barreras se desarrollan áreas represadas.

El modelo de formación de tobas descrito para cursos fluviales **entrelazados** (según Pedley, 1990; fig. 6.10) es similar a los modelos descritos para este tipo de ríos con depósitos siliciclásticos, pero de menor escala (velocidad del flujo menor y más constante y profundidad de unos pocos centímetros). Estos depósitos se caracterizan por la abundancia de oncoides que se disponen presentando granoclasificación y *climbing ripples*. Es común que entre los oncoides aparezcan lenticulas constituidas por fitoclastos, así como parches fitohermales y recubrimientos estromatolíticos en caso de que el sustrato llegue a estabilizarse.

En la Cuenca de Madrid, Ordóñez y García del Cura (1983) proponen un modelo idealizado para la formación de los carbonatos fluviales Miocenos en ríos **meandriformes** (fig. 6.11). La llanura de inundación estaría cubierta por una vegetación exuberante, responsable de la escasa carga de material en suspensión. La orilla empinada del canal está a menudo cubierta por briofitas,

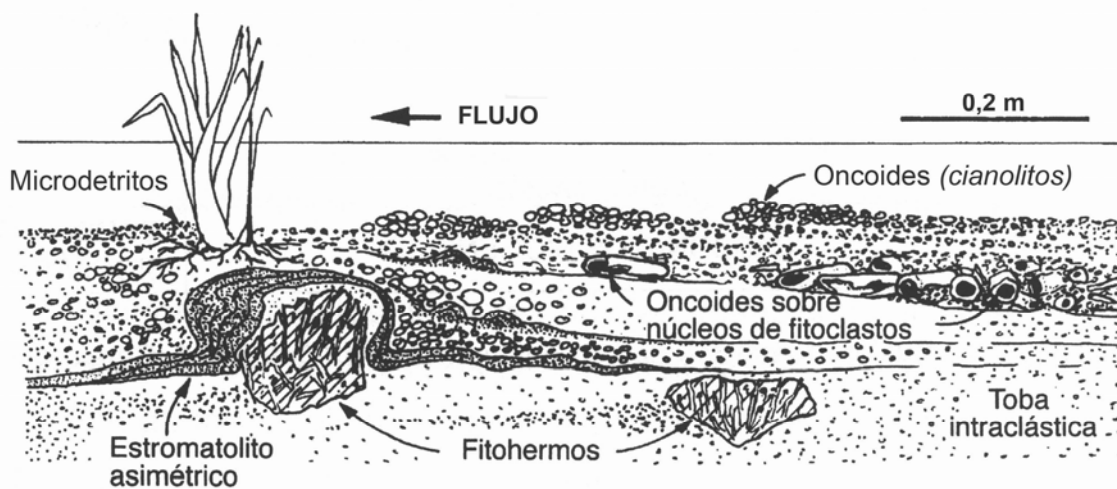


Figura 6.10: Modelo sedimentario de tobas en ríos entrelazados basado en los travertinos del Valle de Ipari, sureste de Italia (Pedley, 1990).

recubiertas por carbonato. La orilla contraria, de pendiente suave, esta colonizada por plantas, formándose la facies de tubos verticales. Estos depósitos tobáceos aparecen interdigitados con construcciones estromatolíticas con morfologías que varían de mameliformes a planares al aumentar la profundidad del canal. El eje del canal está relleno por cuerpos de conglomerados y areniscas con estratificación cruzada. Los granos detríticos son mayoritariamente oncolitos, tobas y fragmentos de estromatolitos, entre clastos siliciclásticos y conchas de bivalvos.

Existen otros trabajos que describen oncolitos en relación a ambientes fluviales, como por ejemplo: Anadón y Zamarreño (1981), Casanova (1985), Zamarreño *et al.* (1997), Ramos *et al.* (2001) y Arenas *et al.* (2007a).

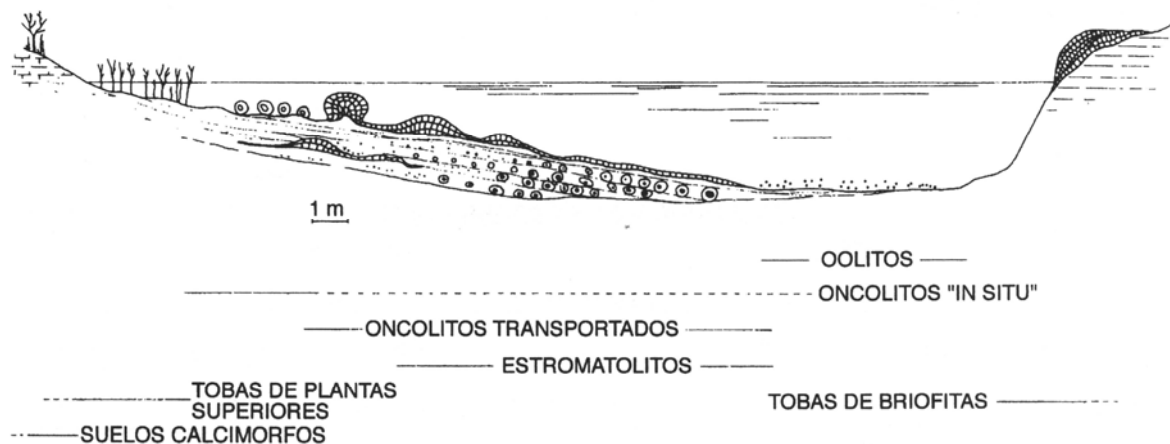


Figura 6.11: Modelo sedimentario para la formación de tobas en ríos meandriformes del Mioceno en la Cuenca de Madrid (Ordóñez y García del Cura, 1983).

El modelo de sedimentación de tobas fluviales de **barrera** (fig. 6.12) se caracteriza por el desarrollo de crecimientos fitohermales en edificios que obstaculizan el paso natural del flujo de agua, generando una zona represada aguas arriba de la barrera (Pedley, 1990). Este autor describe las barreras fitohermales como muros verticales formados por briofitas, a menudo colgando y formando cortinas, y, en ocasiones, con contrafuertes aguas abajo de la barrera. Carthew *et al.* (2003) describen las diferentes morfologías de las represas tobáceas presentes en el río Gregory, Australia, y

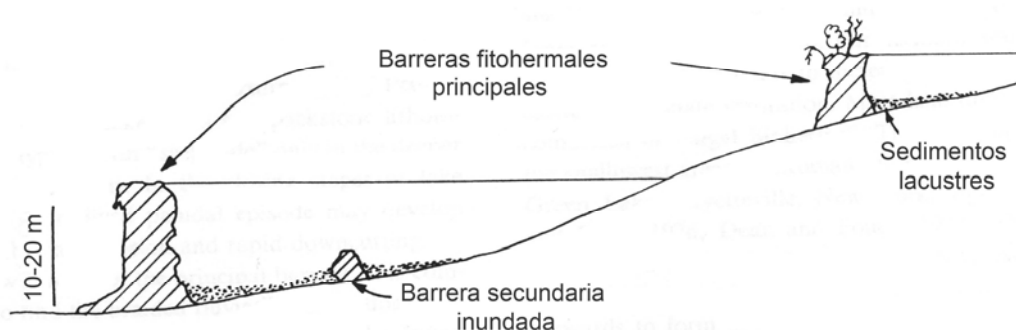


Figura 6.12: Modelo sedimentario de tobas fluviales de barrera (Pedley, 1990).

reconocen barreras con rampas aguas arriba o abajo de la represa y con colgaduras en la parte superior de la represa que pueden llegar a presentar crecimientos espeleotémicos. Estas construcciones suelen generarse en zonas donde existe un estrechamiento del valle fluvial, a partir de la acumulación de troncos que provocan un obstáculo o bien a la diferente competencia del sustrato (Pedley, 1990).

4) **Lagos originados por barreras:** por detrás de las barreras tobáceas se forman áreas remansadas de dimensiones variables (hasta varios kilómetros de longitud y decenas de metros de profundidad), los cuales constituyen otro de los ambientes de sedimentación tobácea. En estos lagos se acumula parte del sedimento que arrastra el río y, de esta forma, los lagos protegen a las barreras de la erosión (Pedley, 1990). El sedimento depositado está formado principalmente por intraclastos, fitoclastos y tobas microdetriticas. Además, en las aguas de estos lagos viven comunidades de gasterópodos, carófitas y ostrácodos que pueden originar sedimentos laminados, mientras que en las orillas es frecuente la formación de biohermos y áreas palustres, más frecuentes éstas cuando el lago está próximo a la colmatación.

Un ejemplo clásico de este tipo de sistemas es el Parque Nacional de los Lagos de Plitvice (Croacia) donde existe un amplio conjunto de barreras fitohermales y lagos asociados que se extiende a lo largo de 7 km (fig. 6.13). Este sistema ha sido ampliamente estudiado por Emeis *et al.* (1987), Horvatinčić *et al.* (2000 y 2003), Habdija *et al.* (2004), Markowska (2004), Frančisković-Bilinski *et al.* (2004) y Miliša *et al.* (2006a y b). Emeis *et al.* (1987) describen la formación de las tobas como el resultado de un conjunto de factores morfológicos, biológicos y químicos (fig. 6.14).

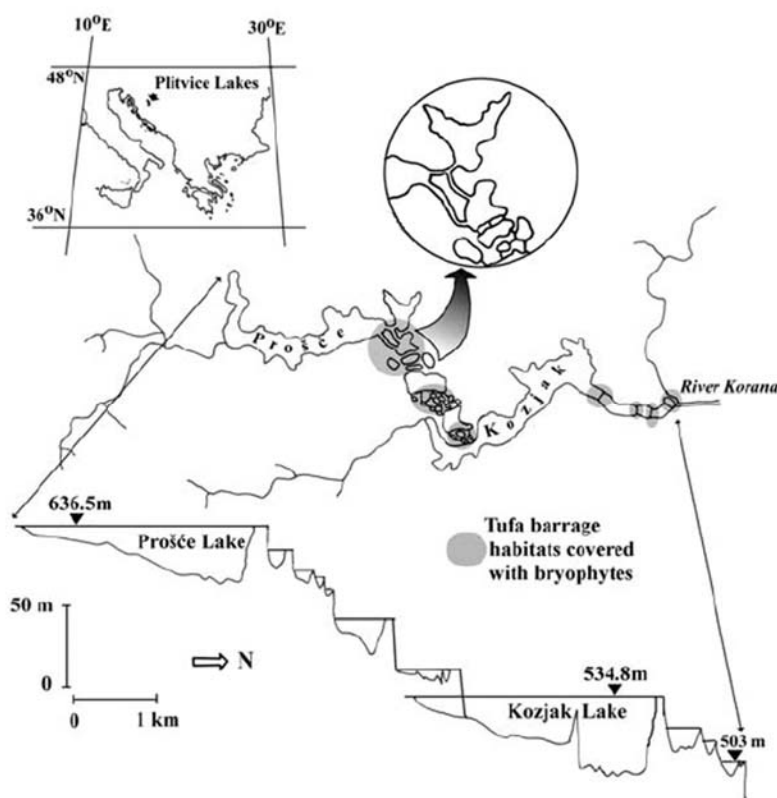


Figura 6.13: Esquema de situación y perfil longitudinal del conjunto de barreras y lagos presentes en el Parque Natural de los Lagos de Plitvice, tomado de Habdija *et al.* (2004).

Otro ejemplo de estos sistemas de barreras y lagos son las Lagunas de Ruidera (Albacete y Ciudad Real). Se trata de una sucesión de 15 lagunas que se disponen de una manera escalonada a lo largo del perfil longitudinal del Alto Guadiana y con un edificio de barrera tobácea que cierra cada una de las lagunas (González Martín *et al.*, 1987). Se han descrito varios tipos de edificios y construcciones tobáceas: edificios de barrera, depósitos de barreras degradadas, terrazas estromatolíticas y depósitos lacustres (González Martín *et al.*, 1987 y 2004; Ordóñez *et al.*, 1997 y 2005). En la figura 6.15 se muestra la relación entre la formación de la barrera y de los replanos estromatolíticos.

También en la Península Ibérica se encuentran las tobas de Alcaraz (García del Cura *et al.*, 1997, Taylor *et al.*, 1998 y Andrews *et al.*, 2000), otro ejemplo de sistemas fluviales de barrera constituido, en este caso, por un sistema de 9 edificios de represas tobáceas holocenas que generarían un paisaje similar al de las Lagunas de Ruidera aunque a menor escala (García del Cura *et al.*, 1997).

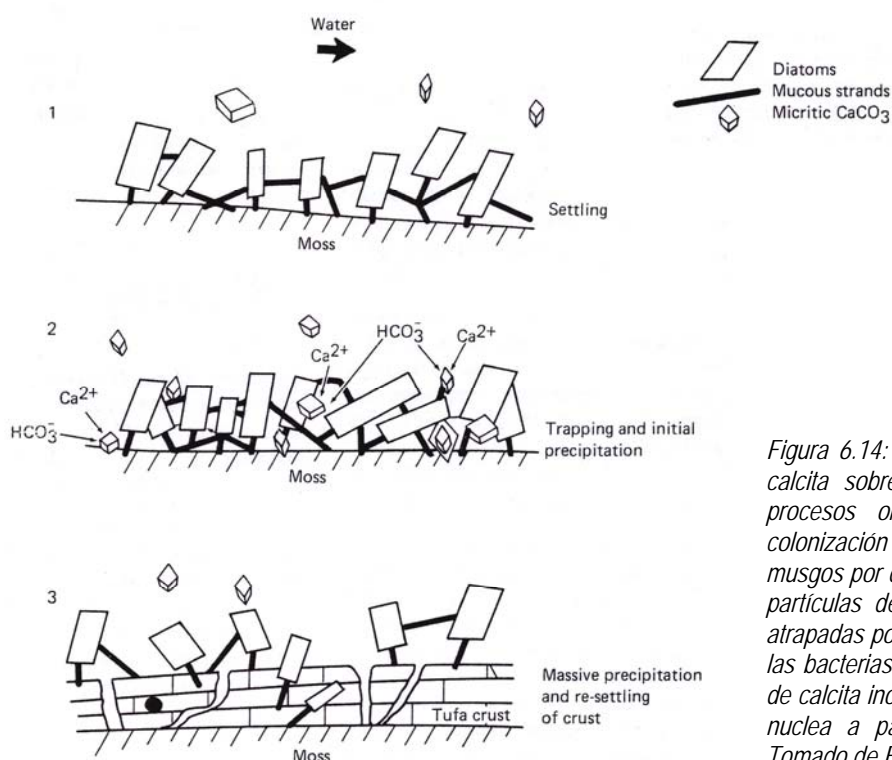


Figura 6.14: Fases de precipitación de la calcita sobre musgos, condicionada por procesos orgánicos e inorgánicos. 1) colonización del sustrato formado por musgos por diatomeas y cianobacterias, 2) partículas de micrita en suspensión son atrapadas por las secreciones mucosas de las bacterias y diatomeas, 3) precipitación de calcita inorgánica como esparita que se nuclea a partir de la micrita atrapada. Tomado de Emeis *et al.* (1987).

5) **Lagos sin relación con barreras.** La mayor parte de estos depósitos tobáceos lacustres están formados por biohermos algales, es decir, por oncoides o construcciones estromatolíticas que se desarrollan en las áreas más someras, siendo el crecimiento de los estromatolitos primero hacia la superficie del agua y después hacia el interior del lago, formando viseras (fig. 6.16). En estos ambientes también es frecuente la presencia de fitohermos de charas. La fauna presente en estos lagos es más variada que en los lagos represados por barreras.

En los depósitos Paleógenos del noroeste de Mallorca (Ramos *et al.*, 1989 y 2001; Arenas *et al.*, 2003 y 2007a) se han identificado diversas facies de tobas, estromatolitos y oncolitos, que se

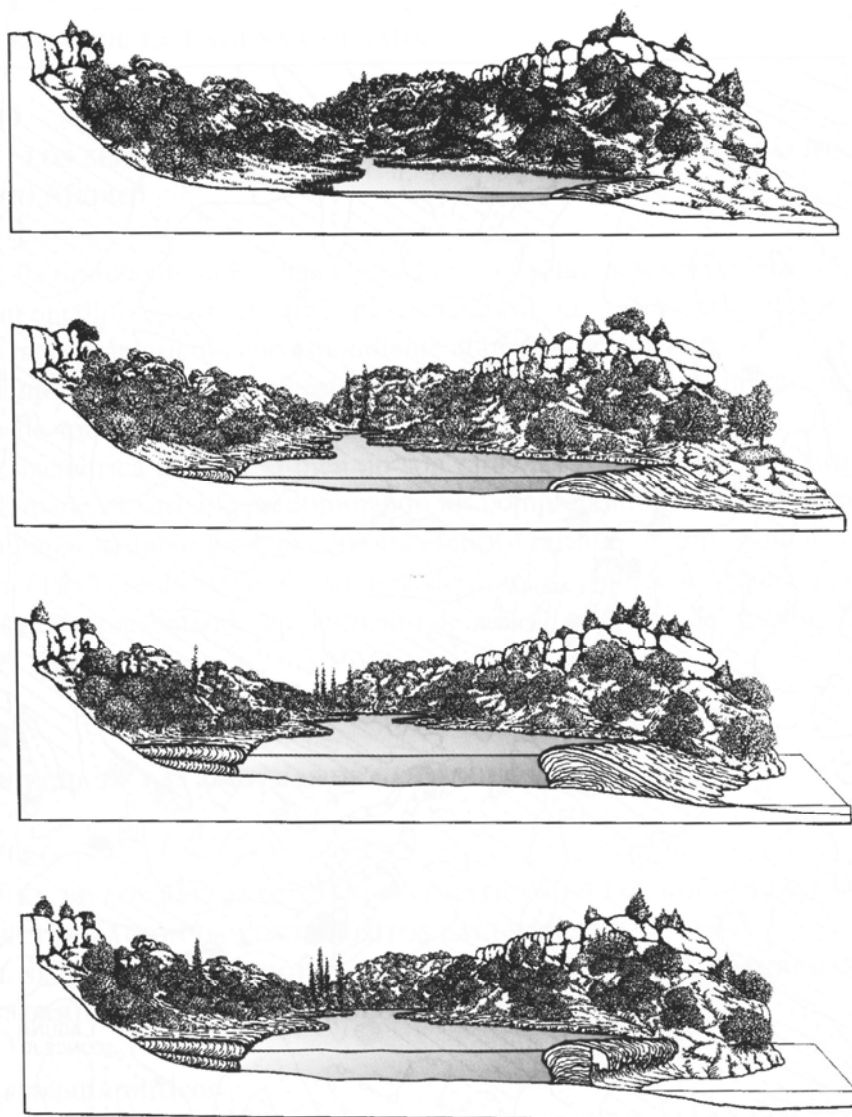


Figura 6.15: Modelo de desarrollo coetáneo de una barrera tobácea y de los replanos estromatolíticos en la Laguna de la Lengua (Ruidera), según González Martín *et al.* (2004).

interpretan como formadas en ambientes lacustres litorales y fluvio-lacustres. Concretamente en la figura 6.17 se reproduce el modelo de sedimentación que Ramos *et al.* (2001) proponen para el sistema lacustre de Sineu (Oligoceno); en este esquema se aprecia el gran desarrollo de oncolitos, así como estromatolitos que se producen en el margen lacustre.

Facies oncolíticas y estromatolíticas relacionadas con sistemas lacustres son descritas en numerosos trabajos: Ordóñez y García del Cura (1977), Schäfer y Staff (1978), Clemmenson (1978), Casanova (1985 y 1987), Casanova y Nury (1989), Arenas *et al.* (1997a y 2007a), Arenas y Pardo (1999), Ramos *et al.* (2001), Arp (2006) entre otros muchos.

6) Ambientes **palustres** (fig. 6.18). Se desarrollan según Pedley (1990) en laderas mal drenadas o en el fondo de valles aluviales. Los depósitos más frecuentes son los relacionados con briofitas (en forma de tapices o montículos) o con macrofitas, y se generan como consecuencia de la infiltración del agua entre la vegetación y formación de una envuelta carbonatada en torno a la

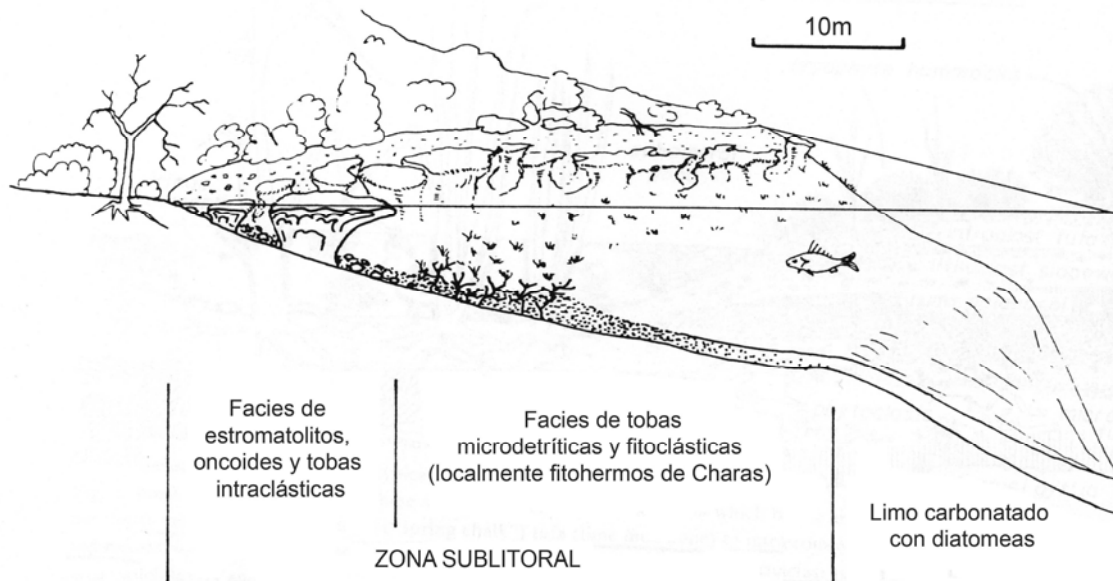


Figura 6.16: Modelo de sedimentación de tobas lacustres (Pedley, 1990). En las áreas más someras se desarrollan estromatolitos acompañados por oncoides y fitoclastos. En aguas un poco más profundas se forma un cinturón de plantas hidrófilas y microdetriticos, mientras que las zonas más profundas e internas del lago se encuentran limos carbonatados asociados con diatomeas.

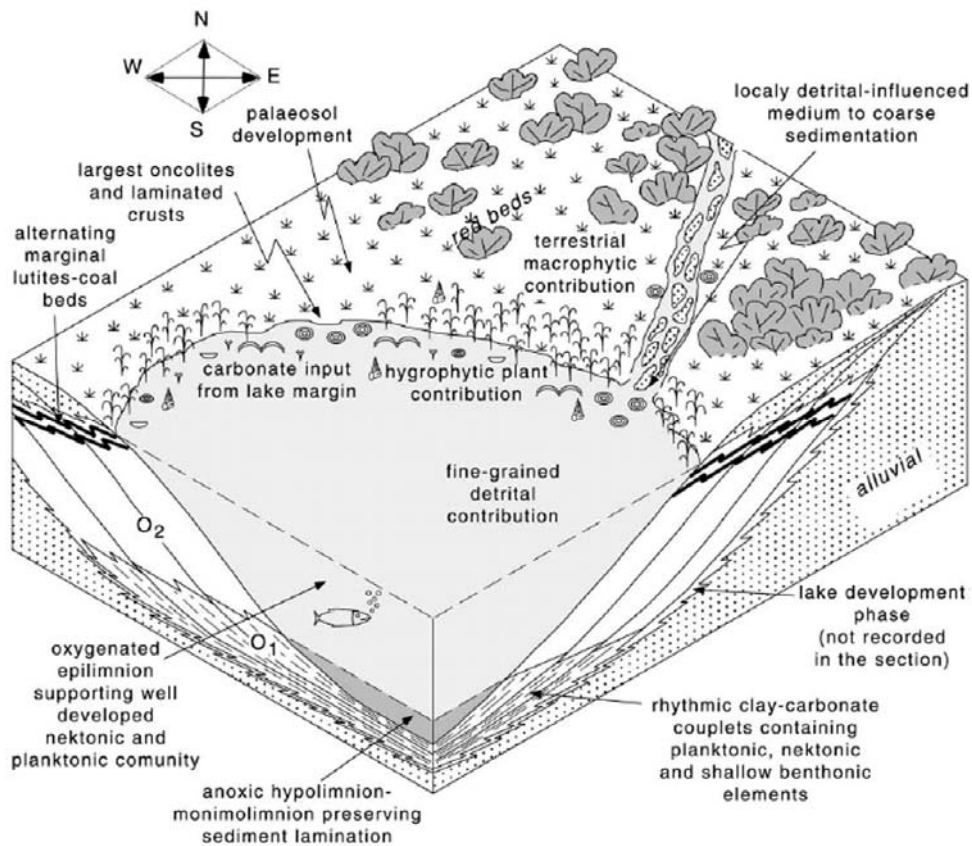


Figura 6.17: Modelo de sedimentación realizado para el sistema lacustre de Sineu, Oligoceno de Mallorca (Ramos et al., 2001). Nótese la abundancia de vegetación en la orilla lacustre y el desarrollo de oncolitos y estromatolitos en el margen.

superficie vegetal, generándose así fitohermos. Cuando las plantas mueren las envueltas carbonatadas pueden conservarse *in situ* (*phytoherm patches*) o bien ser acumuladas en zonas próximas (*phytoclaster* y *microdetrital tufa*). Es frecuente la intercalación de paleosuelos ricos en humus.

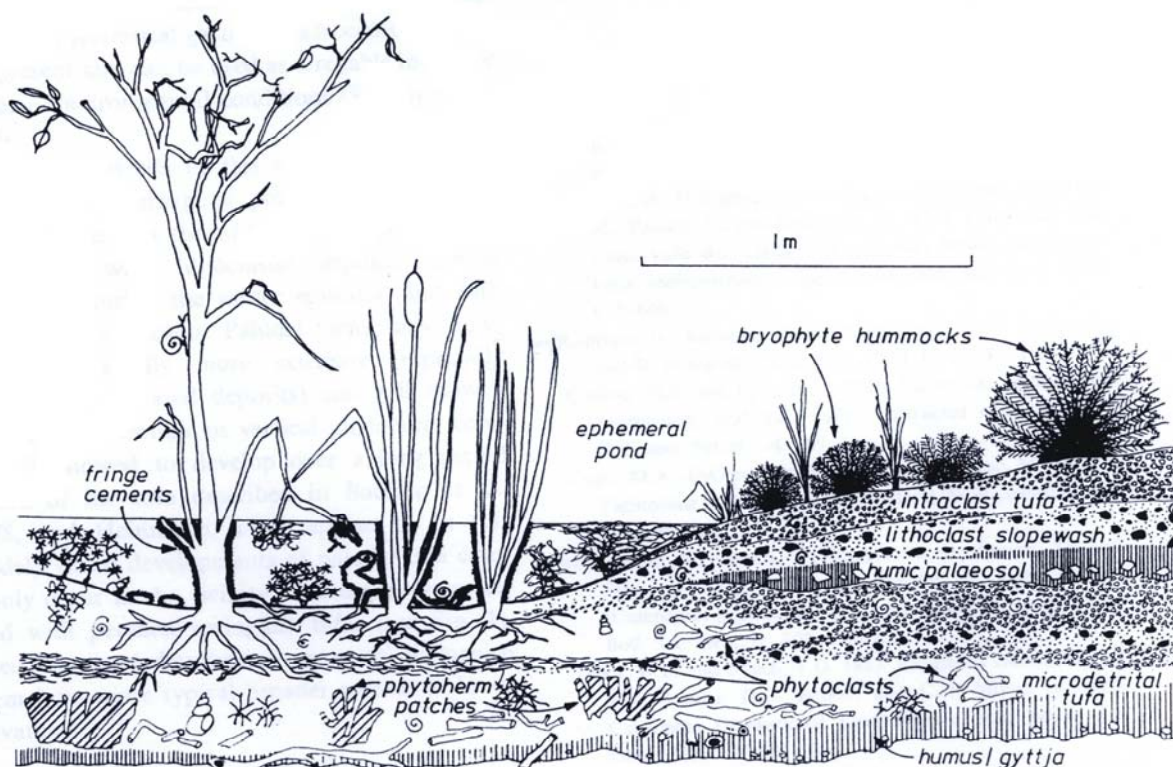


Figura 6.18: Modelo de sedimentación de tobas palustres en zonas húmedas escasamente drenadas donde se generan fácilmente charcas efímeras. Tomado de Pedley (1990).

Es habitual que los diversos ambientes descritos se relacionen espacial y/o temporalmente dentro de un sistema de sedimentación. Este es el caso de la Formación Chadron del Eoceno superior en Dakota del Sur (Evans, 1999) donde se reconocen, además de travertinos y calcretas, una gran variedad de facies atribuidas a distintos ambientes de sedimentación tobácea: fluviales generadas por cursos entrelazados o en relación a sistemas de barrera, lacustres, palustres y correspondientes a surgencias o *perched springline*.

Así mismo, el sistema tobáceo de Urrea de Jalón, Zaragoza (Arenas *et al.*, 2000) incluye depósitos fitoclasticos de biohermos y oncolitos formados en un sistema fluvio-lacustre (fig. 6.19) donde los aportes aluviales son escasos y donde gran parte del agua procede de fuentes, puntos de descarga del acuífero ibérico dentro de la Depresión del Ebro. En un contexto similar se encuentran la tobas eocenas de Mallorca (Arenas *et al.*, 2007a).

En ocasiones, los depósitos tobáceos pueden presentar intercalaciones de materiales detríticos de origen aluvial o fluvial; se trata de sistemas de sedimentación mixtos, como es el caso del sistema aluvio-travertínico pleistoceno de Frailes (García-García y Nieto, 2005; fig. 6.20).

En muchos de los estudios de depósitos tobáceos se realiza el análisis de isótopos estables

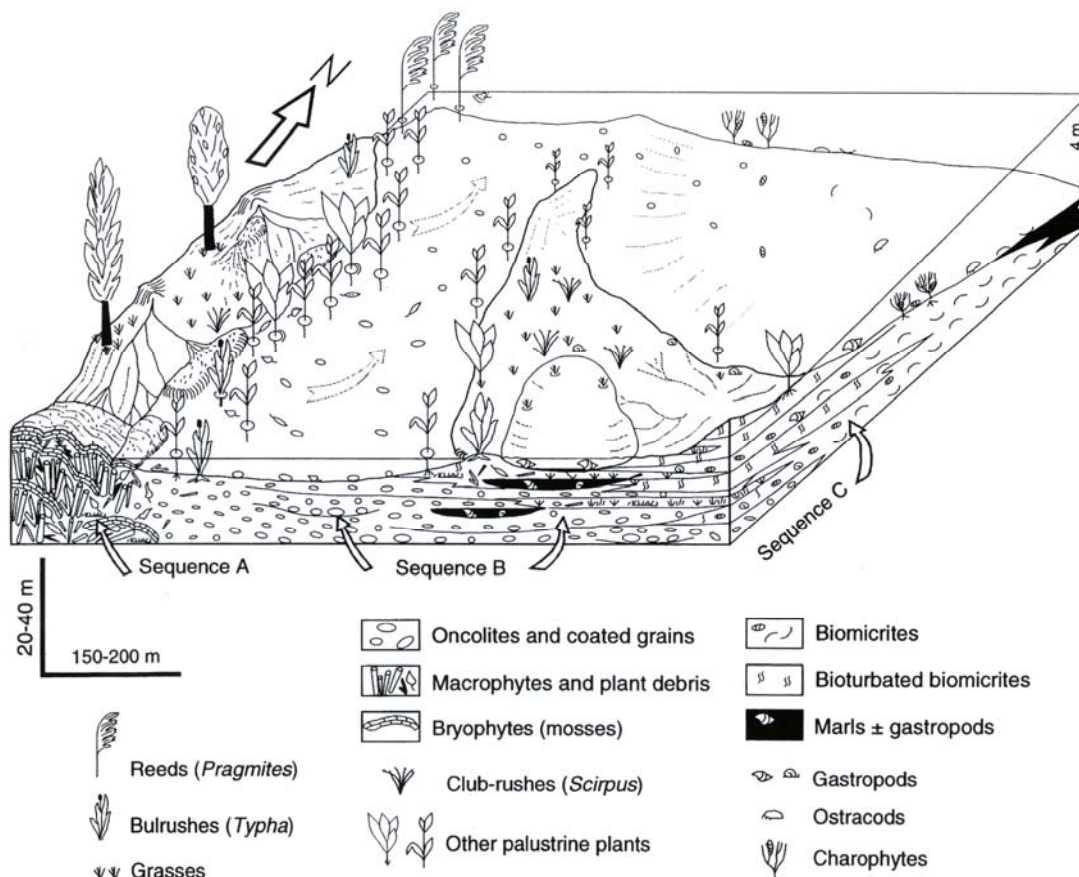


Figura 6.19: Modelo sedimentario propuesto para las tobas de Urrea de Jalón (sector central de la Cuenca del Ebro). Tomado de Arenas et al. (2000).

($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) con el fin de extraer información paleoambiental; estos trabajos aparecen recopilados en Turi (1986), Andrews et al. (1997), Ihlenfeld et al. (2003), Pentecost (2005) y Andrews (2006). En condiciones adecuadas los isótopos estables permiten discriminar entre sistemas o ambientes sedimentarios hidrológicamente abiertos o cerrados (Talbot y Kelts, 1990; Li y Ku, 1997; Leng y

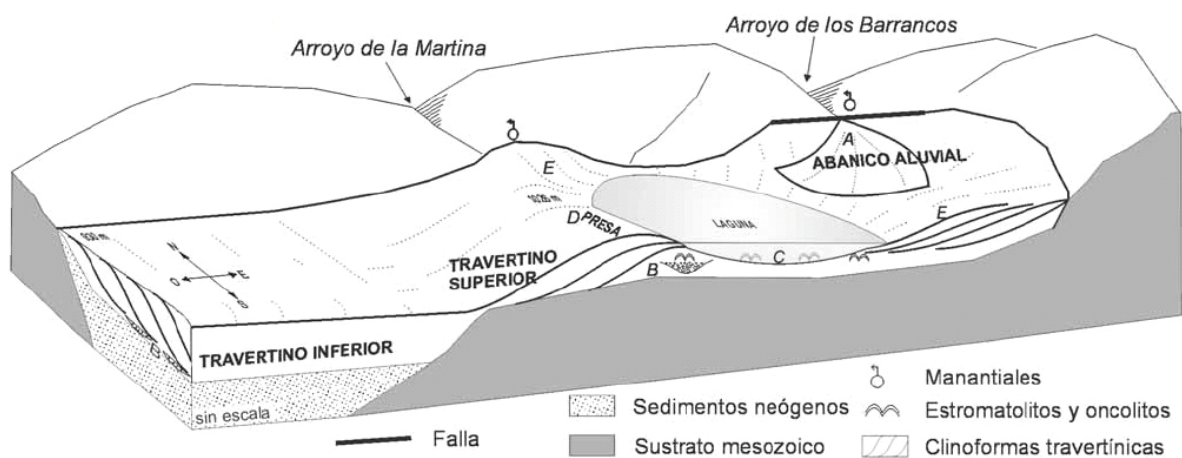


Figura 6.20: Esquema de sedimentación del sistema aluvio-travertínico de Frailles, Jaén (García-García y Nieto, 2005).

Marshall, 2004), así como evaluar tendencias o cambios climáticos relativos (Andrews *et al.*, 2000; Makhnach *et al.*, 2004).

La determinación de la edad (series de U/Th, ^{14}C , racemización, luminiscencia,...) de los depósitos tobáceos ha permitido conocer la existencia de varias fases de desarrollo preferente de los sistemas y, en muchos casos, asociar su momento de formación con periodos climáticos favorables, correlacionados con los estadios isotópicos marinos impares (Henning *et al.*, 1983; Pazdur *et al.*, 1988; Durán, 1989 y Andrews *et al.*, 1993 y 1994).

6.4-OBJETIVOS CONCRETOS

El estudio de estas formaciones tobáceas, tanto actuales como fósiles, en los ríos Piedra y Mesa forma parte de un trabajo multidisciplinar dentro de los proyectos REN2002-3575/CLI y CGL2006-05063 BTE del Ministerio de Ciencia y Tecnología. En este capítulo solamente se van a mostrar aspectos referentes a la estratigrafía, sedimentología y geoquímica de los depósitos tobáceos fósiles distribuidos a lo largo de ambos ríos.

Con el estudio de los depósitos tobáceos fósiles cuaternarios se pretende obtener un inventario de las facies presentes y de su organización, mejorar la comprensión de los mecanismos de sedimentación y formación de las tobas en distintos ambientes, así como intentar establecer en qué momentos y bajo qué condiciones se produce un desarrollo favorable de este tipo de facies. En el Bloque III de esta memoria se comparan estos datos con los correspondientes a la Unidad T₈ de la Cuenca del Ebro.

6.5-METODOLOGÍA

La metodología de trabajo utilizada para el estudio de los depósitos tobáceos fósiles cuaternarios ha sido la metodología clásica de un trabajo estratigráfico-sedimentológico (ver apartado 1.5), si bien han existido ciertas particularidades debido a las características propias de estos depósitos.

Como cualquier trabajo de investigación el punto de partida es una **búsqueda bibliográfica completa** de los trabajos publicados sobre el área de estudio, así como la bibliografía específica sobre sistemas tobáceos. Labor que ha durado hasta la finalización del trabajo.

Una vez reconocido el terreno a partir de la fotografía aérea (escalas 1:33000 y 1:18000), se ha procedido a realizar el **estudio sobre el terreno**, que incluye:

- Recopilación y revisión de la cartografía existente de los edificios tobáceos presentes a lo largo de los ríos Piedra y Mesa.
- Levantamiento de 14 perfiles estratigráfico-sedimentológicos a escala 1:50. Su reparto areal y su número ha dependido de la distribución de los depósitos y de las condiciones de afloramiento.
- Elaboración de esquemas sedimentológicos de detalle de los depósitos y toma de fotografías.
- En ambos casos, perfiles y depósitos, se han tomado muestras para diversos tipos de análisis.

A continuación comienza el **trabajo de laboratorio y de gabinete**. En primer lugar, se preparan las muestras recogidas en el campo para su estudio:

- Se han obtenido láminas delgadas para su estudio sedimentológico y petrográfico en el microscopio óptico. La escasa dureza de las muestras y, en muchos casos, su alta porosidad, ha obligado en la mayoría de las mismas a su impregnación con resina para poder realizar las láminas delgadas. Se han realizado un total de 105 láminas. Algunas de estas muestras (25) también se han estudiado mediante microscopio electrónico (MEB) en el Servicio de Microscopía Electrónica de la Universidad de Zaragoza.
- Entre los métodos analíticos utilizados se incluye el análisis mineralógico mediante difracción de rayos X (método de polvo, 98 muestras) y el análisis de isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de 87 muestras) para deducción de condiciones paleoambientales. Ver metodología detallada en el capítulo de Geoquímica (apartado 9.2).
- Con el objetivo de datar los depósitos, varias muestras se han seleccionado para someterlas a análisis de ^{14}C , U/Th, luminiscencia y racemización de aminoácidos:
 1. ^{14}C : Se ha analizado 1 muestra de los depósitos tobáceos del río Piedra, en el centro *Radiocarbon Laboratory* de la Universidad de Zurich-Irchel.
 2. U/Th: Se han analizado 8 muestras de las tobas del río Piedra y 2 del Mesa. Las muestras se han analizado en los siguientes laboratorios: *Centre d'Etudes et de*

Recherches Appliquées au Karst (Faculté Polytechnique de Mons), Instituto de Ciencias de la Tierra “Jaume Almera” (CSIC) y School of Earth Sciences (University of Melbourne).

3. Luminiscencia: Se han analizado 2 muestras recogidas en las tobas del río Piedra. Los análisis se han realizado en *Luminescence Dating Laboratory (Australian National University)*.
4. Racemización de aminoácidos: Se han analizado 3 muestras recogidas en los depósitos del río Piedra. Los análisis se han llevado a cabo en el *Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular* de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas (Madrid).

El siguiente paso ha sido la **correlación de los perfiles**, posible en este caso solamente entre aquéllos levantados dentro de un mismo edificio tobáceo, ya que la desconexión física entre los distintos depósitos impide una correlación tradicional mediante seguimiento de líneas de capa.

A continuación, partiendo de los datos anteriormente obtenidos, se ha procedido al **análisis sedimentológico**: caracterización de las facies presentes, establecimiento de las asociaciones verticales de facies e interpretación sedimentológica de cada una de las secuencias.

La distribución espacial y temporal de las secuencias ha permitido elaborar un modelo de sedimentación para el conjunto de los depósitos tobáceos estudiados, que junto con la **caracterización geoquímica** de las facies carbonatadas, permitirá comprender mejor el funcionamiento del sistema tobáceo de los ríos Piedra y Mesa.

7- ESTRATIGRAFÍA

7.1- Introducción

7.2- Descripción de perfiles. Río PIEDRA

7.2.1- Perfil del Arco de la Yedra

7.2.2- Perfil de La Requijada Sur 0

7.2.3- Perfil de La Requijada Sur 1

7.2.4- Perfil de La Requijada Sur 2

7.2.5- Perfil del Barranco de Los Arcos 1

7.2.6- Perfil del Barranco de Los Arcos 2

7.2.7- Perfil de Peña del Diablo

7.2.8- Perfil de la Ermita La Blanca

7.2.9- Perfil de Nuévalos Viejo

7.3- Descripción de perfiles. Río MESA

7.3.1- Perfil de Jesús Nazareno Oeste

7.3.2- Perfil de Jesús Nazareo Este

7.3.3- Perfil de Los Villarejos Norte

7.3.4- Perfil de Casas de los Villarejos

7.3.5- Perfil de La Rinconada

7.4- Consideraciones

7- ESTRATIGRAFÍA

7.1-INTRODUCCIÓN

Como ya se ha comentado en la introducción general de este bloque, se han estudiado las formaciones tobáceas fósiles presentes en los ríos Piedra y Mesa (fig. 7.1). Estos depósitos aparecen citados en los mapas geológicos a escala 1:50000, en las hojas nº 436 (Alhama de Aragón), 437 (Ateca), 463 (Milmarcos) y 464 (Used) como tobas calcáreas y terrazas de travertinos. En la hoja nº 464 se describen estos depósitos como “calizas organógenas con abundantes restos vegetales sustituidos por carbonato cálcico” (Portero, 1983).

Arenas *et al.* (2004a) diferencian para el río Piedra cinco niveles cartográficos de tobas, cuatro de ellos fósiles; el quinto constituye el fondo actual del río, donde se siguen formando tobas.

En el área estudiada se ha realizado un total de 14 perfiles estratigráfico-sedimentológicos, 9 situados en el río Piedra y 5 en el Mesa, sobre materiales prácticamente horizontales. En la figura 7.1 se muestra la situación de estos perfiles. Al observar los perfiles, se aprecia un claro dominio de las facies carbonatadas sobre los depósitos detríticos constituidos por conglomerados y, en menor medida, areniscas y lutitas. Una característica destacable es que los detríticos suelen aparecer próximos a la base de los perfiles.

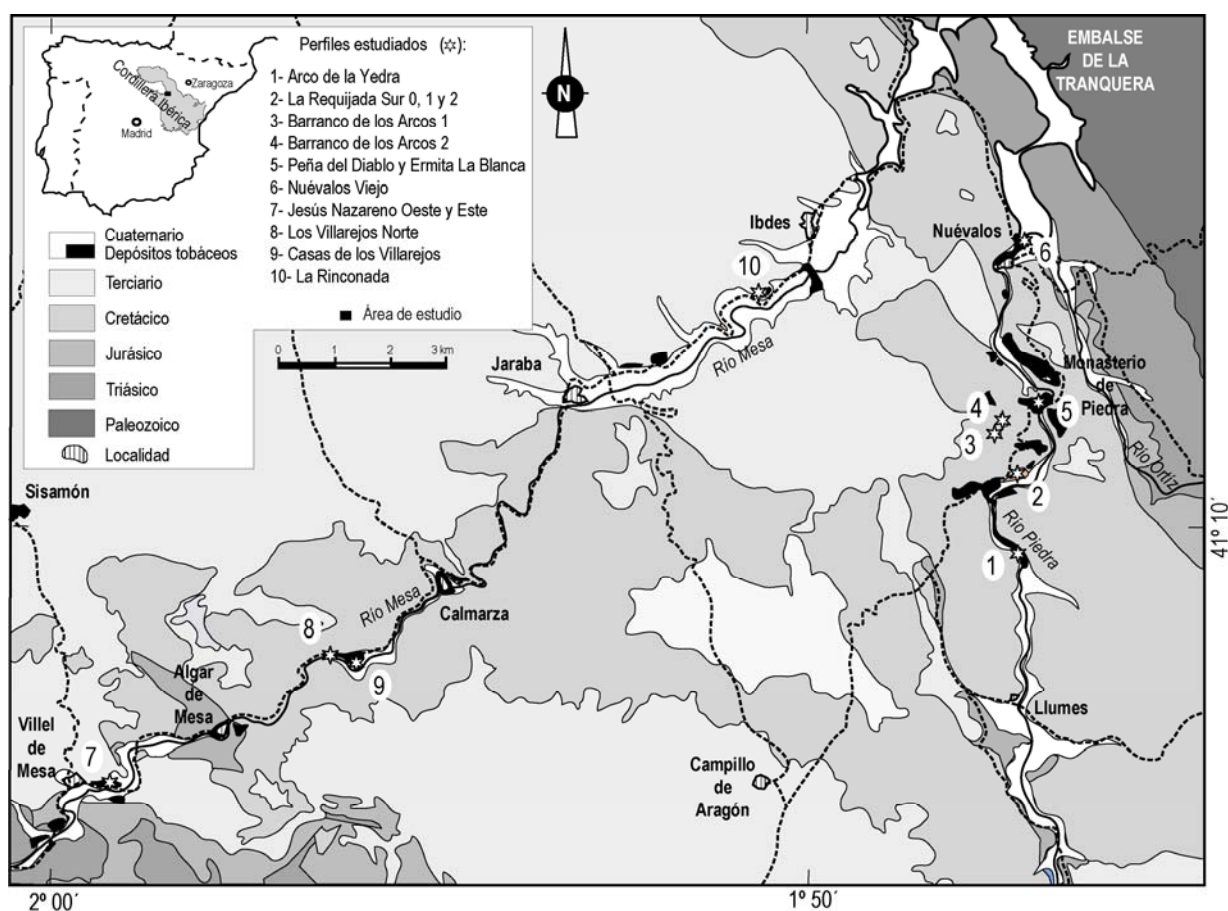


Figura 7.1: Situación geográfica de los perfiles levantados en los depósitos tobáceos fósiles de los ríos Piedra y Mesa.

La mayoría de los perfiles se apoyan discordantes sobre formaciones cretácicas o terciarias o bien comienzan sobre un sector cubierto, normalmente la llanura de inundación actual del río, mientras que el techo de los perfiles es el final del afloramiento tobáceo.

Se ha seguido el mismo estilo en la exposición de los perfiles que en el caso de los materiales Neógenos de la Cuenca del Ebro; así, constan de un apartado descriptivo donde se indica la situación del perfil, la descripción de los tramos y las consideraciones más relevantes, y una representación gráfica (ver figura 2.3). En este caso, los perfiles se han representado todos a escala 1:50, excepto el perfil del Arco de la Yedra que, debido a su escasa potencia y el detalle con que se ha realizado, ha sido necesario representarlo a escala 1:25. Las representaciones gráficas aparecen en las figuras 7.2 a 7.18 (incluidas en el anexo) y la explicación de los símbolos utilizados en la leyenda general (fig. 2.4). Hay que advertir que las representaciones de estos perfiles pueden resultar chocantes y heterodoxas en algún tramo, al incluir vacíos parciales y mostrar excepciones al principio de superposición de estratos. Es el resultado inevitable de tratar de simbolizar la sucesión vertical tal como se observa en aquellos edificios tobáceos en los que existen facies de crecimiento geotrópico relacionadas con cavidades, y donde los rellenos y tapizados de estas últimas son simultáneos o posteriores a los materiales que las techan.

Nuevamente ha sido necesario hacer una equivalencia entre la escala horizontal de los sedimentos químicos y la de los detríticos, debido a la presencia de términos químicos y detríticos en un mismo perfil (fig. 2.3).

Cuando el número de muestra aparece subrayado significa que se ha hecho un análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de esa muestra, previa realización de lámina delgada y análisis de rayos X.

En el apartado de consideraciones de cada perfil se comentan los aspectos más relevantes relacionados con el mismo, como son las posibilidades de correlación o los intentos de datación realizados con indicación del método utilizado.

7.2-DESCRIPCIÓN DE PERFILES. RÍO PIEDRA

7.2.1-Perfil del Arco de la Yedra (fig. 7.2)

Situación

Este perfil se ha realizado en las proximidades del paraje conocido como Arco de la Yedra, en la margen izquierda del río Piedra junto a un pequeño puente que cruza el río.

Las coordenadas UTM de base y techo coinciden debido a la escasa potencia de este perfil y, aproximadamente, son:

Base y techo: 30TXL015581

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

TRAMO 1: 0,94 m de calizas blancas y rojizas.

Forman un paquete tabular con estratos tabulares de 0,02-0,03 a 0,17 m de potencia.

Constituyen una alternancia de niveles blancos de *packstones* y *rudstones* de fragmentos de tallos, algunos de carofitas, con gasterópodos, y niveles rojizos de *floatstones* de gasterópodos. *Packstones* y *rudstones* pueden estar laminados. En el techo del tramo se observa bioturbación vertical por raíces.

TRAMO 2: 1,00 m de calizas blancas y ocre que alternan con niveles carbonosos grises y negros.

En conjunto constituyen un paquete tabular formado por la alternancia de niveles también tabulares calizos y carbonosos. Los estratos de calizas oscilan entre 0,03 y 0,17 m de potencia, mientras que los carbonosos varían de 0,01 a 0,07 m.

Las calizas son *packstones* y *rudstones* bioclásticos con gasterópodos enteros. Los estratos más potentes presentan bioturbación por raíces.

Los niveles carbonosos son masivos y contienen escasos gasterópodos.

TRAMO 3: 0,95 m de calizas marrones y grises con una intercalación lutítica de color gris oscuro.

Forman un conjunto tabular constituido por dos estratos también tabulares de caliza de 0,52 y 0,35 m de potencia y un nivel de lutitas de 0,06 m.

Las calizas son *rudstones*, que hacia el techo de los estratos pasan a *packstones*, de fragmentos de tallos y de gasterópodos. En el techo del primer estrato de calizas se distingue bioturbación vertical por raíces.

Las lutitas contienen restos carbonosos y fragmentos de tallos rebozados centimétricos.

Consideraciones

La evolución vertical de este perfil está mal definida como consecuencia de la ausencia de detríticos y de la gran homogeneidad de las facies carbonatadas presentes. También resulta problemática su correlación con otros perfiles levantados en el río Piedra debido a la discontinuidad de los afloramientos.

Se ha analizado la muestra AY-9, situada en el tramo 2 de este perfil, con el método de ^{14}C en el *Radiocarbon Laboratory* de la Universidad de Zurich-Irchel. La muestra tiene una edad de radiocarbono de 2680 ± 50 años BP.

7.2.2-Perfil de La Requijada Sur 0 (fig. 7.3)

Situación

Este perfil se ha realizado próximo al km 31,8 de la carretera comarcal A-202 (Calatayud-

Milmarcos), en la margen izquierda del río Piedra. A lo largo del corte del río, desde la cascada de la Requijada hasta la carretera, se han realizado tres perfiles estratigráficos paralelos entre sí, siendo la Requijada Sur 0 el situado más al oeste de los tres (fig. 7.4).

Las coordenadas UTM de base y techo coinciden debido a la escasa potencia de este perfil y, aproximadamente, son:

Base y techo: 30TXL015592

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

YACENTE: Calizas del Cretácico superior.

TRAMO 1: 0,60 m de areniscas, microconglomerados y limos de color beige-crema.

Se disponen en dos estratos tabulares con bases y techos irregulares, de 0,30 m de potencia cada uno. Las areniscas son de grano medio. Tanto las areniscas como los limos están constituidos por granos de carbonato que incluyen fragmentos milimétricos de carofitas. Presentan laminación paralela y de bajo ángulo.

Los microconglomerados aparecen en el techo del primer estrato, formando un nivel irregular de espesor decimétrico. Son granosostenidos y presentan clastos de cuarzo y caliza de formaciones cretácicas, así como clastos de toba (centilo: 8 cm), todos ellos angulosos. La matriz es arenosa. No presentan estructuras sedimentarias internas.

Los limos aparecen en el techo del tramo, como un nivel tabular de espesor centimétrico-decimétrico.

TRAMO 2: 0,45 m de conglomerados cremas.

Forman un estrato tabular con la base y el techo irregulares. Son granosostenidos y granodecrecientes. Están formados por clastos de caliza de formaciones cretácicas y cuarcita de formaciones paleozoicas, con un centilo de 4 cm y angulosos. La matriz es arenosa y el cemento carbonatado. Son masivos.

TRAMO 3: 2,5 m de conglomerados grises y calizas de color crema.

Constituyen tres estratos con geometría canaliforme y tabular hacia techo del paquete. Sus potencias oscilan entre 1,15 y 0,70 m. Son granosostenidos. Presentan clastos de caliza, cuarcita, arenisca y cuarzo. El centilo oscila entre 27 cm para los clastos de caliza y 15 cm para los de cuarcita. Los clastos de areniscas y cuarzo presentan tamaños menores. Varían de redondeados a subangulosos. La matriz es microconglomerática, arenosa y lutítica, mientras que el cemento es carbonatado. Localmente hay niveles de pocos centímetros de potencia más cementados por la presencia de tobas microdetriticas de tallos de carofitas. Son masivos. En el techo del tramo aparece una fina pátina ferruginosa.

Lateralmente y en la base del tramo, aparecen unos niveles tabulares de calizas cremas que son erosionados por los conglomerados. Presentan una potencia que varía de 1 a 10 cm. Son *packstones* de carofitas y aparecen finamente laminados.

TRAMO 4: 2,1 m de calizas beigeas.

Forman un paquete tabular constituido por estratos también tabulares de 0,04 a 0,15 m de espesor; hacia el techo del tramo aparecen niveles lenticulares que forman geometrías onduladas de amplitud métrica.

Las calizas son *packstones* de tallos de carofitas, con escasos moldes de tallos centimétricos dispuestos horizontalmente en la base del tramo. Presentan estratificación cruzada en surco en la base del tramo.

TRAMO 5: 2,6 m de calizas de color beige, crema y marrón claro.

Forman un paquete tabular constituido por varios conjuntos de estratos tabulares con bases y techos ondulados, lenticulares (plano-convexos) y otros más complejos. Sus potencias oscilan de 0,25 a 1,00 m.

Son *rudstones* y *packstones* de fragmentos de tallos *s. l.* centimétricos y milimétricos y de tallos de carofitas, alternando con *boundstones* de musgos que forman montículos lenticulares plano-

convexos de hasta 0,20 m de potencia.

Presentan estratificación ondulada de relleno de canal en la base del tramo y cruzada en surco hacia la mitad del mismo. El resto del tramo es masivo.

TRAMO 6: 1,65 m de conglomerados y calizas marrones.

En conjunto forman un nivel tabular con la base ligeramente cóncava.

Los conglomerados constituyen la mayor parte del tramo, son granosostenidos y su evolución vertical no está bien definida. Los clastos son variados: de caliza tobácea con un centilo de 65 cm, de caliza cretácica con un centilo de 10-15 cm y moda en torno a 5 cm, y de cuarcitas centimétricas. Son subangulosos. Algunos clastos cuarcíticos presentan un fino recubrimiento de carbonato. La matriz es arenosa.

Las calizas aparecen formando una intercalación lenticular de 0,15-0,20 m de potencia situada hacia la mitad del tramo. Son *rudstones* de fragmentos de tallos de carofitas, junto con tallos de macrofitas y gasterópodos planoespiralados. Por el basculamiento que presenta el nivel, podría pensarse que ha tenido cierto desplazamiento respecto a su posición original.

TRAMO 7: 0,60 m de calizas ocreas.

Forman un nivel lenticular con la base plana y el techo suavemente cóncavo. Texturalmente son *boundstones* de tallos de carofitas *in situ* y de otros tallos mayores (diámetro entre 0,5-0,8 cm y longitud entre 6-12 cm), así como *rudstones* de fragmentos de estos mismos componentes.

TRAMO 8: 0,30 m de conglomerados ocreos y marrones.

Constituyen un nivel canaliforme que alcanza una potencia máxima de 0,65 m. Son granosostenidos, presentan clastos de calizas cretácicas, fragmentos de tobas cuaternarias y clastos de cuarzo y cuarcitas. Son subangulosos. La matriz es arenosa. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 9: 0,60 m de calizas ocreas.

Forman un nivel tabular con la base y el techo planos. Son *boundstones* de carofitas *in situ*, verticales y tumbadas según la dirección del flujo (hacia el norte).

TRAMO 10: 2,40 m de calizas ocreas y marrón rojizas.

Forman dos paquetes tabulares de 1,00 y 1,40 m de potencia. Son *rudstones* de fragmentos de tallos milimétricos y centimétricos; en la base del tramo alternan con *boundstones* de tallos verticales centimétricos y, por encima, aparecen niveles bioconstruidos discontinuos de musgos de 10-15 cm de espesor.

TRAMO 11: 1,40 m de calizas marrones y ocreas.

Constituyen un paquete tabular formado por niveles tabulares y lenticulares de 8 a 15 cm de espesor. Texturalmente son *rudstones* y *boundstones* de tallos centimétricos fragmentados o *in situ*, verticales y tumbados, que alternan con *boundstones* de musgos.

TRAMO 12: 0,85 m de calizas marrones.

Forman un nivel tabular con la base plana y el techo irregular. Texturalmente son *boundstones* de musgos dispuestos formando niveles de varios centímetros que constituyen un montículo. Hacia el techo del tramo, lateralmente los niveles de musgos se asocian a *rudstones* de fragmentos de tallos centimétricos. El tramo termina con una fina costra calcárea laminada de 5 cm de espesor.

TRAMO 13: 2,05 m de calizas marrones y ocreas.

Forman un paquete tabular a escala de afloramiento, con dos niveles diferentes. El primero de 1,20 m de potencia está constituido por *boundstones* de tallos colgantes que en parte corresponden a estalactitas desarrolladas en el interior de una cueva. Por encima, el nivel superior de 0,85 m de potencia, es un paquete bioconstruido formado por *boundstones* de musgos que constituyen finos niveles lenticulares ondulados e inclinados de espesor centimétrico a decimétrico. Este montículo de briofitas incluye tallos colgantes de diámetro centimétrico y longitud decimétrica.

TRAMO 14: 1,80 m de calizas ocreas.

Se disponen en varios estratos tabulares de 0,15 a 1,00 m de potencia. Son muy homogéneas, formadas por *rudstones* de fragmentos de tallos centimétricos.

TRAMO 15: 1,30 de calizas ocreas y margas blancas.

Las calizas forman un paquete tabular de 1,00 m de potencia con el techo ligeramente convexo. Está constituido por *boundstones* de tallos colgantes que pasan lateralmente a *rudstones* de

fragmentos de tallos de orden centimétrico. El tramo calizo termina con un nivel de 5 cm de espesor de *boundstones* de musgos.

Las margas constituyen dos niveles tabulares de 0,15 m de potencia cada uno, situados en la base y techo del tramo. Son masivas.

TRAMO 16: 3,75 m de calizas marrones.

Se disponen en estratos tabulares de 0,65 a 0,95 m de potencia. Texturalmente son *packstones* y *rudstones* de fragmentos de tallos que pueden alcanzar longitudes de varios centímetros. En el interior de cavidades y cuevas, de hasta 0,75 m de altura, se desarrollan *boundstones* de tallos colgantes y costras carbonatadas finamente laminadas que recubren las paredes de dichas cuevas.

TRAMO 17: 1,5 m de calizas marrones y ocreas.

Constituyen varios niveles inclinados y curvados con crecimiento lateral hacia el norte. Están formados por *boundstones* de tallos colgantes que pueden aparecer inclinados y tumbados, alcanzan tamaños de orden decimétrico. Pueden presentar intercalaciones de *rudstones* de fragmentos de tallos centimétricos.

Consideraciones

La base del perfil se apoya discordante sobre las formaciones carbonatadas del Cretácico. El perfil presenta dos secuencias granodecrecientes: la primera está formada por los tramos 1 a 5 y la segunda por los tramos 6 a 17. Comienzan ambas secuencias con detríticos gruesos (conglomerados y areniscas) para evolucionar en la vertical a las facies carbonatadas dominantes.

La correlación de este perfil con el perfil de la Requijada Sur 1 situado más al este ha sido problemática debido a la existencia de derrubios de ladera que cubren en gran manera el depósito tobáceo. A pesar de ello, parece evidente que el techo del tramo 3 del perfil de La Requijada Sur 0 es equivalente al tramo 1 de la Requijada Sur 1, o bien que los tramos 6 a 13 de la Requijada Sur 0 son equivalentes a los tramos 6 a 8 del perfil de La Requijada Sur 1 (fig. 7.4).

7.2.3-Perfil de La Requijada Sur 1 (fig. 7.5)

Situación

Este perfil se ha realizado próximo al km 31,8 de la carretera comarcal A-202 (Calatayud-Milmarcos), en la margen izquierda del río Piedra. Este es el segundo perfil levantado a lo largo del corte desde el río Piedra hasta la carretera, situándose intermedio entre los perfiles de la Requijada Sur 0 y 2 (fig. 7.4).

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TXL015592

Techo: 30TXL015593

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

YACENTE: Calizas del Cretácico superior.

TRAMO 1: 0,50 m de conglomerados de color beige.

Aparecen formando un estrato tabular cuya base presenta sucesivas incisiones y cuyo techo es plano mal definido. Son no granosostenidos, formados por clastos de caliza también beige, con centilo de 10 cm y angulosos. La matriz es arenosa de grano grueso.

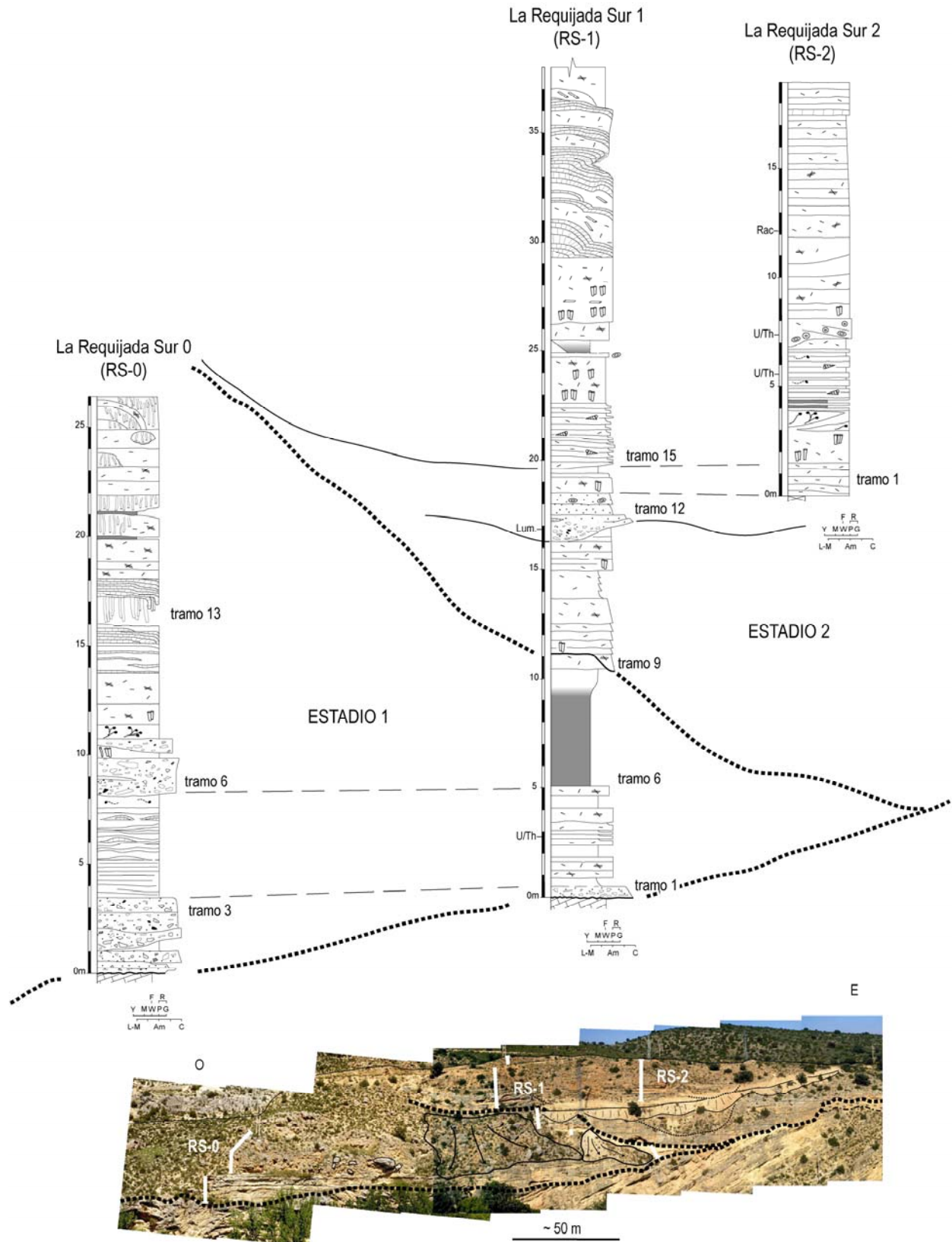


Figura 7.4: Esquema de correlación realizado para el depósito tobáceo de La Requijada. Se muestran los tres perfiles levantados en este sector: La Requijada Sur 0, 1 y 2 (figs. 7.3, 7.5 y 7.6). Una profunda incisión (base del tramo 9 de la Requijada Sur 1) separa dos etapas en el desarrollo del edificio tobáceo: un estadio 1, más antiguo, y un estadio 2, más moderno. Se indica la situación estratigráfica de las muestras utilizadas para la datación del edificio (U/Th: método de U/Th, Lum.: luminiscencia y Rac.: racemización con aminoácidos).

TRAMO 2: 0,40 m de limos beige y rojizos.

Forman un nivel tabular cuyo límite inferior es tenue y el superior plano. Constituido por finos niveles tabulares de orden decimétrico de tallos rotos milimétricos. Presentan laminación paralela.

TRAMO 3: 0,95 m de calizas beige y cremas.

Forman tres estratos tabulares de 0,35, 0,40 y 0,20 m de potencia de base a techo del tramo. Texturalmente son *rudstones* y *packstones* de tallos rotos que oscilan desde milimétricos hasta 12 cm de longitud. En el estrato superior se han identificado tallos rotos de carofitas. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 4: 0,55 m de limos grises.

Forman un nivel tabular. Contienen tallos rotos entre milimétricos y centimétricos y escasos bivalvos. Se presentan laminados.

TRAMO 5: 2,78 m de alternancia de calizas beige y limos beige y grises.

Las calizas forman estratos tabulares de 0,01 a 0,55 m de potencia con bases y techos planos, aunque ocasionalmente presentan fuertes ondulaciones en la base. Texturalmente son *rudstones* y *floatstone-rudstones* de tallos rotos milimétricos a centimétricos (10 cm de longitud máxima y 1-2 cm de diámetro máximo) que pueden aparecer orientados.

Los limos forman estratos también tabulares que oscilan entre 0,05 y 0,55 m de potencia. Localmente contienen fragmentos milimétricos de tallos.

Tanto calizas como limos presentan hacia el techo del tramo débil laminación paralela.

TRAMO 6: 5,35 m de margas beige y grises y limos beige, ocre y naranjas.

Las margas son masivas aunque localmente presentan débil laminación paralela. Aproximadamente a 3 m de la base del tramo contienen gasterópodos y fragmentos de conchas dispersos.

Los limos constituyen el último metro del tramo y aparecen laminados. Contienen tallos rotos de orden milimétrico, dispuestos horizontalmente.

TRAMO 7: 0,50 m de calizas blancas.

Forman un estrato tabular cuya base presenta suaves formas cóncavas y el techo plano. Son *packstones* y *rudstones* de tallos rotos milimétricos. Presentan estratificación cruzada en surco en la base y laminación paralela en el resto del tramo.

TRAMO 8: 0,20 m de limos beige y grises oscuros.

Los limos forman un nivel tabular masivo, presentan fragmentos milimétricos-centimétricos de tallos e impresiones de hojas. Además, aparecen niveles calcáreos lenticulares de potencia centimétrica (1 a 3 cm) constituidos por *floatstones* de tallos rotos.

TRAMO 9: 2,50 m de calizas beige.

Constituyen una sucesión estratocreciente de niveles tabulares con potencias que comienzan con 0,20 y terminan con 1,10 m. Las superficies de estratificación aparecen onduladas. Texturalmente son *rudstones* de tallos rotos centimétricos que evolucionan a milimétricos en la vertical del tramo. Además, contienen en los primeros niveles del tramo tallos verticales y tumbados.

Internamente presentan laminación ondulada (longitud de onda entre 10 y 15 cm) localizada en la base del tramo.

La base del tramo es una profunda incisión que, unas decenas de metro al este del perfil, alcanza el sustrato mesozoico.

TRAMO 10: 1,3 m de calizas beige.

Forman un paquete masivo tabular. Texturalmente son *wackestones* de fragmentos de tallos y escasos gasterópodos en la base del tramo. Contienen niveles lenticulares centimétricos a decimétricos constituidos por *mudstones-wackestones* con fragmentos de tallos. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 11: 1,31 m de calizas beige.

Se disponen en niveles tabulares de 0,20 a 0,30 m de potencia. Son *packstones* y *rudstones* de tallos rotos cuyo tamaño evoluciona de centimétrico a milimétrico dentro de los niveles tabulares. Además, contienen *boundstones* de tallos verticales y tumbados localizados preferentemente hacia la base del tramo.

TRAMO 12: 2,25 m de conglomerados y arenas beige.

Los conglomerados se disponen en la base de un nivel canaliforme de 1,25 m de potencia situado

en la base de tramo. Son granosostenidos, formados por clastos de calizas tobáceas y tallos rotos (centilo 18 cm) y escasos clastos de calizas micríticas cretácicas (3 cm) y de cuarcita (3,5 cm).

Las arenas rellenan el resto del nivel canaliforme y constituyen, además, dos estratos tabulares de 0,50 m de potencia. Son de grano medio, formadas mayoritariamente por granos carbonatados, aunque también de cuarzo. Presentan también fragmentos de tallos dispersos y un nivel de oncolitos de espesor centimétrico (oncolitos de hasta 7 cm de longitud) situado en el último estrato del tramo. Presentan estratificación cruzada hacia la mitad del tramo.

TRAMO 13: 0,90 m de calizas beiges.

Forman un nivel tabular constituido por dos estratos también tabulares de 0,70 y 0,20 m de potencia. Son *rudstones* de fragmentos de tallos de una longitud máxima de 9 cm y un diámetro máximo de 2 cm, que hacia el techo del tramo disminuyen de tamaño, y *boundstones* de tallos verticales y tumbados situados en los 20-40 cm primeros del tramo.

TRAMO 14: 0,20 m de limos beiges y ocre.

Forman un nivel tabular a la escala del afloramiento con la base plana y el techo cóncavo. Contienen gasterópodos dispersos y niveles con fragmentos carbonosos. Presentan laminación paralela y ondulada debida a *ripples* de oscilación.

TRAMO 15: 3,00 m de calizas beiges.

La base del tramo es una superficie canaliforme amplia recubierta de forma concordante con niveles de base y techo cóncavos, después tabulares con bases irregulares y onduladas de 0,15 a 0,25 m de potencia. Texturalmente forman una alternancia de *packstones* de fragmentos milimétricos de tallos y *wackestones* con gasterópodos, también milimétricos.

Los primeros 1,30 m del tramo presentan estratificación cruzada de gran escala; el resto del tramo carece de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 16: 2,10 m de calizas beiges y cremas.

Forman un paquete tabular masivo con base y techo planos. Texturalmente son *rudstones* de tallos rotos centimétricos que alternan con *boundstones* de tallos verticales *in situ*. El espesor de los niveles con estas texturas es centimétrico-decimétrico. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 17: 0,20 m de calizas marrones.

Forman un nivel tabular con la base plana y el techo parcialmente cubierto. Son *rudstones* de oncolitos de hasta 10 cm de longitud y 3 cm de diámetro. No presentan estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 18: 0,60 m semicubiertos.

Localmente se identifican lutitas y margas marrones, aparentemente masivas.

TRAMO 19: 0,80 m de calizas ocre y marrones.

Forman un paquete tabular masivo con varios cuerpos lenticulares de base cóncava y techo plano y de aproximadamente 0,15 m de potencia máxima situados en el techo del tramo. Son *packstones* de tallos fragmentados con tamaño de orden milimétrico; sin embargo, las lenticulas del techo del tramo son *mudstones-wackestones* con gasterópodos.

TRAMO 20: 1,80 m de calizas marrones.

Constituyen un paquete tabular masivo con base y techo planos. Texturalmente forman una alternancia de niveles de *boundstones* de tallos verticales *in situ* (altura máxima de 10-15 cm) y de *packstones* y *rudstones* de tallos rotos y tumbados dispuestos horizontalmente (diámetro medio de 0,5 cm). Estos niveles tienen una potencia aproximada entre 0,15 y 0,20 m.

TRAMO 21: 1,20 m de calizas ocre y rojizas.

Forman un nivel tabular masivo con la base y el techo planos. Son *packstones* de tallos rotos milimétricos que localmente aparecen acompañados por tallos verticales y tumbados. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 22: 7,30 m de calizas ocre y rojizas.

Constituyen una alternancia de niveles lenticulares bioconstruidos que presentan bases cóncavas y techos con geometrías convexas, cóncavas, pero inclinados hacia el este en forma de cascada, y niveles irregulares que se adaptan a los anteriores. Los niveles bioconstruidos tienen potencias que oscilan entre 0,10 y 1,75 m, mientras que los niveles irregulares oscilan entre 0,25 y 0,75 m de

espesor.

Las bioconstrucciones son *boundstones* de musgos que constituyen finos niveles de 5 a 15 cm de potencia, con la misma geometría general del conjunto. Ocasionalmente el crecimiento de estos domos genera cavidades de hasta 1 m de altura bajo ellos. Estas cuevas presentan la superficie interior recubierta por una costra carbonatada de 10-15 cm de potencia con la superficie ondulada, llegando a presentar geometrías mameliformes y que internamente muestran fina laminación ondulada (aproximadamente estromatolítica).

Los niveles irregulares se sitúan entre los paquetes de musgos o bien rellenan las cavidades; texturalmente son *boundstones* de tallos verticales, tumbados y formando finos enrejados, acompañados por *rudstones* de fragmentos centimétricos de tallos.

TRAMO 23: 2,50 m de calizas marrón-rojizas.

Constituyen un paquete masivo tabular con base y techo irregulares. Se trata de *floatstone-rudstones* de tallos rotos y *boundstones* de finos tallos en enrejado de orden milimétrico a centimétrico. En la base del tramo aparece una cavidad irregular de aproximadamente 0,5 m de altura. Está rellena por *boundstones* de tallos colgantes con longitudes de orden centimétrico a decimétrico. Por otro lado, hacia la mitad del tramo aparecen dos lenticulas de 0,10 a 0,15 m de potencia constituidas por *boundstones* de musgos.

TRAMO 24: 2,35 m de calizas marrones y rojizas.

Se trata de un paquete lenticular bioconstruido que presenta internamente niveles también lenticulares de 0,10 a 0,20 m de potencia con bases y techos con geometrías cóncavas y convexas inclinadas hacia el este en forma de cascada. El paquete incluye dos intercalaciones de 0,55 y 0,45 m de potencia con geometrías irregulares.

Las bioconstrucciones son *boundstones* de musgos formados por niveles centimétricos. En la superficie de las bioconstrucciones y en el interior de las cavidades aparece una costra con geometría ondulada en forma de champiñón que internamente presenta fina laminación también ondulada. Los rellenos están formados por *rudstones* de tallos rotos centimétricos y *boundstones* de tallos en enrejado y colgantes. Estos últimos aparecen en el techo de la cueva.

TRAMO 25: 2,35 m de calizas marrones.

Se disponen en estratos tabulares de 0,50 a 0,80 m de potencia. Son *boundstones* de tallos verticales y ocasionalmente *rudstones* de tallos tumbados de 15 cm de longitud y entre 0,5 y 3 cm de diámetro; hacia el techo de los estratos pasan a *rudstones* de tallos rotos centimétricos.

TRAMO 26: 0,70 m de conglomerados beige.

Constituyen un nivel aparentemente tabular (lateralmente aparece cubierto) con base y techo planos. Son conglomerados no granosostenidos, con clastos de caliza micríticas cretácicas (centilo aproximadamente 15 cm) angulosos. La matriz es arenosa carbonatada. Carece de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 27: 1,60 m de calizas beige y cremas.

Se disponen en estratos tabulares de 0,40 a 0,70 m de potencia. Comienzan como *rudstones* de tallos rotos entre milimétricos y centimétricos y escasos tallos verticales, que pasan en la vertical a *rudstones* de tallos dispuestos horizontalmente y *boundstones* de tallos verticales de orden centimétrico a decimétrico. No presentan estructuras sedimentarias internas.

Consideraciones

La base del perfil se apoya discordante sobre los carbonatos de las formaciones de edad Cretácica. El perfil está formado por tres secuencias granodecrescentes que comienzan sobre una incisión importante, con facies detríticas o fitoclásticas groseras. La primera secuencia incluye los tramos 1 a 8, la segunda los tramos 9 al 11 y la tercera desde el tramo 13 hasta el techo del perfil. La primera secuencia desaparece hacia el este, erosionada por la segunda.

Se ha correlacionado con los otros dos perfiles levantados en este edificio: los tramos 6 a 8 de La Requijada Sur 1 son equivalentes a los tramos 6 a 13 de La Requijada sur 0, mientras que los tramos 13 y 14 de la Requijada Sur 1 son equivalentes al tramo 1 de la Requijada Sur 2 (fig. 7.4).

Se ha analizado la muestra RS-1-3 situada en la base del tramo 5 con el método de U/Th, siendo imposible el cálculo de su edad radiométrica como consecuencia de presentar el sistema un comportamiento abierto con pérdida de uranio. Por otro lado, se han analizado mediante luminiscencia dos muestras de arenas recogidas laterales a la muestra RS-1-14 (tramo 12). Las edades obtenidas son 231000 años (± 50000) y 199000 años (± 34000); en ambos casos son edades mínimas estimadas debido a que las dos muestras estaban próximas a la saturación.

7.2.4-Perfil de Requijada Sur 2 (fig. 7.6)

Situación

Se halla próximo al km 31,8 de la carretera comarcal A-202 (Calatayud-Milmarcos), en la margen izquierda del río Piedra. A lo largo del corte desde el río Piedra hasta la carretera, se han realizado tres perfiles estratigráficos paralelos entre sí, siendo la Requijada Sur 2 el situado más al este de los tres (fig. 7.4).

Las coordenadas UTM de base y techo coinciden debido a la escasa potencia de este perfil y, aproximadamente, son:

Base y techo: 30TXL015593

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

TRAMO 1: 1,50 m de calizas cremas y grises.

Se disponen en estratos lenticulares a lo largo de la mitad inferior del tramo y tabulares con bases onduladas en el resto. Sus potencias oscilan entre 0,10 y 0,30 m. Texturalmente son *packstones* y *rudstones* de tallos fragmentados y revueltos que se organizan en función de su tamaño; así, en unos niveles dominan los tallos de orden milimétrico y en otros los centimétricos. El conjunto de estratos lenticulares forman un *set* de estratificación cruzada.

TRAMO 2: 2,40 m de calizas beige y ocre.

Constituyen un paquete tabular masivo con niveles lenticulares de hasta 0,70 m de espesor a lo largo del último metro del tramo. Forman una alternancia de niveles de *packstones* y *rudstones* de tallos fragmentados y de *boundstones* de tallos de macrofitas. Los lenticulas del techo del tramo están formadas por *packstones* y *boundstones* de carofitas rotas e *in situ* tumbadas.

TRAMO 3: 0,50 m de calizas blancas que alternan con margas gris claro.

Forman niveles tabulares con potencias que oscilan para las calizas entre 0,08 y 0,12 m y para las margas entre 0,02 y 0,04 m.

Las calizas son *packstones* de tallos fragmentados de carofitas.

Las margas son masivas.

TRAMO 4: 2,30 m de calizas blancas.

Constituyen un paquete tabular formado por estratos también tabulares de 0,05 a 0,15 m de potencia. Son una alternancia de *rudstones* de tallos rotos de carofitas con gasterópodos blancos turbinados que aparecen enteros, y *packstones* de fragmentos carbonatados (menores de 1 mm de diámetro) no identificables. Presentan laminación paralela.

TRAMO 5: 0,10 de calizas ocre y rojizas.

Forman un nivel lenticular, de base plana y techo convexo, que llega a alcanzar 0,50 m de potencia máxima. Está constituido por *rudstones* de tallos fragmentados centimétricos.

TRAMO 6: 1,30 m de calizas naranjas y rojas.

Forman un nivel tabular a escala de afloramiento, cuya base presenta canalizaciones de hasta 0,35 m de altura y su techo es plano. Son *rudstones* de oncolitos esféricos y cilíndricos de hasta 8-10 cm de longitud máxima, acompañados por fragmentos de tallos centimétricos. Tanto los oncolitos

como los fragmentos de tallos disminuyen de tamaño hacia el techo del tramo. Este nivel constituye un *set* de estratificación cruzada planar que indica un sentido de crecimiento de la barra hacia el este.

TRAMO 7: 9,35 m de calizas ocre y marrones.

Se disponen en un paquete tabular formado por estratos tabulares y lenticulares con superficies de estratificación planas, convexas y onduladas en el primer tercio del tramo. El resto del tramo está constituido por estratos tabulares con superficies de estratificación suavemente irregulares. Las potencias oscilan entre 1,20 y 0,25 m.

Texturalmente son *rudstones*, localmente *packstones*, de fragmentos centimétricos de tallos (diámetro máximo 2-4 cm y longitud máxima 10 cm), acompañados por tallos tumbados. En la base del tramo aparecen tallos verticales de macrofitas.

TRAMO 8: 0,25 m de calizas marrones.

Forman un nivel tabular constituido por *boundstones* de musgos.

TRAMO 9: 1,25 m de calizas marrones.

Aparecen formando un paquete tabular con estratos también tabulares de 0,25 a 0,40 m de potencia. Son *rudstones* de tallos rotos y tumbados de orden centimétrico, acompañados por *boundstones* de tallos verticales *in situ* con dimensiones similares.

Consideraciones

La evolución vertical de este perfil está mal definida, presentando un granocrecimiento brusco en la base del tramo 6; a partir de ese tramo hay un granodecrecimiento rápido para continuar hacia el techo del tramo con una evolución poco definida.

Se ha correlacionado con el perfil de La Requijada Sur 1, siendo aproximadamente equivalentes el tramo 1 del perfil de La Requijada Sur 2 con los tramos 13 y 14 de La Requijada Sur 1.

En este perfil se han analizado con el método de U/Th dos muestras: RS-2-2b (tramo 4) y RS-2-3 (tramo 6). La primera ha sido enviada como muestra de control a dos laboratorios distintos con resultados muy dispares: en el *Centre d'Etudes et de Recherches Appliquées au Karst (Mons)* dan una edad de 95600 (± 1700) años, mientras que en *School of Earth Sciences (University of Melbourne)* el resultado obtenido es 174710 (± 22570) años; aunque el primero de los dos laboratorios advierte de tomar la edad con precaución debido a la baja relación $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$. En cuanto a la muestra RS-2-3, también analizada en *School of Earth Sciences (University of Melbourne)*, se ha obtenido una edad de 179710 (± 443760), poco fiable debido al enorme error obtenido y la evidencia de contaminación con Th que provocaría un envejecimiento de la muestra.

Por otro lado, se ha datado la muestra RS-2-4, a partir de los ostrácodos presente en ella, mediante racemización de aminoácidos con el resultado de 148000 (± 17000) años.

Con los tres perfiles levantados en el afloramiento de La Requijada se evidencia la complejidad de este edificio tobáceo, que ha tenido dos etapas diferenciadas de desarrollo (fig. 7.4). La más antigua, estadio 1, corresponde al perfil de La Requijada Sur 0 y a los tramos 1 a 8 del perfil de La Requijada Sur 1. Una profunda incisión precede a una etapa más moderna, estadio 2, a la que corresponden los tramos 9 a 27 del perfil de La Requijada Sur 1 y el perfil completo de La Requijada Sur 2.

7.2.5-Perfil del Barranco de Los Arcos 1 (fig. 7.7)

Situación

Este perfil se ha realizado en el Barranco de los Arcos, situado en las proximidades del Parque del Monasterio de Piedra. Se trata de un barranco que desemboca en la margen izquierda del río Piedra, y que en su parte final forma un cañón con varios meandros encajados. El perfil se sitúa justo antes del encajamiento.

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TXL013602

Techo: 30TXL013601

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

TRAMO 1: 1,50 m de conglomerados grises.

Forman un nivel tabular con la base cubierta formado por dos estratos también tabulares de 0,80 y 0,70 m de potencia cada uno.

Son granosostenidos. Los clastos son de calizas de formaciones cretácicas (centilo: 10 cm), de cuarcita y de calizas tobáceas, varían de angulosos a subredondeados. La matriz es microconglomerática, localmente los granos de la matriz son exclusivamente tobáceos. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 2: 0,60 m de lutitas ocre con intercalaciones de conglomerados grises y ocre.

Las lutitas forman un paquete tabular y carecen de estructuras sedimentarias internas.

Los conglomerados constituyen intercalaciones lenticulares de hasta 0,10 m de potencia. Son granosostenidos con clastos de calizas cretácicas (centilo 5 cm), de cuarcita y de tobas, subangulosos y con matriz microconglomerática. Al igual que las lutitas, carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 3: 0,80 m de calizas marrón claro.

Constituyen un nivel canaliforme con la base fuertemente erosiva y el techo irregular. La erosión llega a afectar a la base del tramo 1.

Texturalmente son *rudstones* de fragmentos de tallos centimétricos y decimétricos (troncos de 14 cm de diámetro y 80 cm de longitud) que aparecen recubiertos por envueltas carbonatadas laminadas que alcanzan un espesor máximo de 22 cm. También aparecen fragmentos dispersos de dichas envueltas.

Por encima, los últimos 0,30 m del tramo, están formados por *boundstones* de musgos que tienen aspecto laminado y terminan con otro nivel de *rudstones* similares a los inferiores pero con tallos de tamaño menor (6 cm de diámetro, 20 cm de longitud y 8 cm de recubrimiento carbonatado).

Lateralmente este nivel pasa a estar constituido por conglomerados similares a los del tramo 1, que forman dos secuencias granocrecientes.

TRAMO 4: 0,40 m de conglomerados marrón claro.

Forman un nivel canaliforme con la base formando suaves ondulaciones y el techo plano.

Son granosostenidos y granodecrecientes. Están formados por clastos de calizas cretácicas, cuarcitas y calizas tobáceas, con un centilo de 6,5 cm. Son subangulosos. La matriz es arenosa y microconglomerática. Los conglomerados son masivos, pero lateralmente pueden presentar estratificación cruzada en surco o estratificación horizontal.

TRAMO 5: 0,40 m de lutitas beige y marrón, y calizas beige.

Las lutitas forman dos niveles tabulares de 0,20 m de potencia cada uno y tienen una intercalación lenticular caliza de 0,20 m de espesor máximo.

Las lutitas presentan clastos subangulosos de caliza dispersos y carecen de estructuras sedimentarias internas.

Las calizas son *rudstones* de fragmentos de tallos centimétricos y, localmente, *boundstones* de tallos verticales *in situ*.

TRAMO 6: 0,25 m de conglomerados y areniscas marrones.

Forman un nivel tabular con la base irregular, localmente canaliforme, y el techo plano.

Los conglomerados son granosostenidos con clastos de caliza y de cuarcita (centilo 6 cm), varían de subangulosos a redondeados. La matriz es arenosa. Pueden ser masivos o presentar estratificación cruzada en surco y laminación paralela.

Las areniscas son de grano medio-grueso y los granos carbonatados. Aparecen en niveles centimétricos alternando con los conglomerados.

TRAMO 7: 0,90 m de calizas ocre y blancas.

Constituyen un paquete tabular de estratos también tabulares con potencias que varían de 0,03 a 0,09 m.

Texturalmente son una alternancia de niveles de 0,05 a 0,08 m de potencia de *rudstones* de fragmentos de tallos entre milimétricos y centimétricos, junto con tallos verticales, y niveles de 0,03 a 0,09 m de potencia de *packstones* de fragmentos de tallos (inferiores a 1 mm).

Lateralmente a uno de los niveles de *rudstones* de tallos aparece un nivel de 1-2 cm de espesor, gris oscuro formado por fragmentos carbonoso.

TRAMO 8: 0,25 m de calizas marrones.

Se disponen en un nivel tabular formado por finos estratos tabulares de 0,03-0,04 m de potencia. Son *boundstones* de musgos, acompañados de escasos tallos centimétricos tumbados en la base del tramo.

TRAMO 9: 0,55 m de calizas ocre.

Forman un nivel tabular constituido por *rudstones* de moldes de tallos, centimétricos y otros decimétricos (troncos de 16 cm de diámetro y 75 cm de longitud).

TRAMO 10: 0,80 m de calizas ocre.

Se disponen en un paquete tabular constituido por finos niveles tabulares que varían desde 0,03-0,04 m a 0,07 m potencia.

Texturalmente son *boundstones* de musgos en niveles horizontales con una intercalación de *packstones* de fragmentos milimétricos de tallos, de hasta 0,10 m de potencia y situada próxima a la base del tramo.

TRAMO 11: 1,40 m de calizas marrones.

Forman un paquete tabular constituido por niveles tabulares de orden centimétrico. Son *boundstones* de tallos muy finos (< 1 mm).

TRAMO 12: 0,20 m de calizas ocre.

Constituyen un nivel tabular con la base y el techo planos. Texturalmente están formados por *rudstones* de fragmentos centimétricos y decimétricos de tallos (troncos).

TRAMO 13: 0,65 m de calizas ocre y marrones.

Forman un paquete tabular con la base y el techo planos. Texturalmente son *boundstones* de musgos dispuestos en niveles centimétricos con geometría en cascada y replano, acompañados por *packstones* y *rudstones* de fragmentos milimétricos de tallos situados en la base y el techo del tramo.

TRAMO 14: 0,55 m de calizas marrones.

Forman dos estratos tabulares de 0,30 y 0,25 m de potencia. Son *wackestones* con gasterópodos y fragmentos de tallos milimétricos. Hacia el techo del primer estrato aparece bioturbación vertical por raíces.

Consideraciones

Este perfil muestra una evolución vertical compleja integrada por tres secuencias granodecrescentes. La primera de ellas está constituida por los tramos 1 a 3, la segunda, menos potente, está formada por los tramos 4 y 5, y la tercera va desde el tramo 6 hasta el techo del perfil.

Este perfil solamente se ha podido correlacionar con otro situado aguas abajo, dentro del

Barranco de Los Arcos (perfil Barranco de las Arcos 2), siendo equivalente el techo del perfil de Los Arcos 1 con el techo del tramo 11 del perfil de Los Arcos 2.

Se ha analizado una muestra (BLA-1-1, situada en el tramo 1) con el método de U/Th que se ha enviado a dos laboratorios con resultados dispares: en el *Centre d'Etudes et de Recherches Appliquées au Karst (Mons)* dan una edad de 119200 (+3600/-3500) años, mientras que en *School of Earth Sciences (University of Melbourne)* las edades obtenidas son 229320 (± 35000) y 254730 (± 48460) años. Según ambos laboratorios hay que tomar las edades con precaución debido a la baja relación $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ en el caso del primer centro de análisis y a cierta contaminación por Th según el segundo.

7.2.6-Perfil del Barranco de Los Arcos 2 (fig. 7.8)

Situación

Este perfil se ha realizado en el Barranco de los Arcos, situado en las proximidades del Parque del Monasterio de Piedra. El perfil se sitúa unos 250 m aguas abajo del Perfil del Barranco de los Arcos 1, concretamente en la primera curva que forma el barranco en el sector encajado.

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TXL014603

Techo: 30TXL014604

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

TRAMO 1: 1,10 m de calizas beiges y marrón claro.

Forman un paquete tabular constituido por tres estratos también tabulares de 0,10, 0,60 y 0,40 m de potencia.

Son *mudstones* con escasos fragmentos de tallos muy finos (menores de 1 mm) que hacia el techo del tramo presentan gasterópodos y otros bioclásticos. A 25-30 cm de la base del tramo aparece un nivel constituido por *rudstones* de fragmentos de tallos centimétricos.

TRAMO 2: 4,50 m cubiertos.

TRAMO 3: 0,50 m de lutitas ocre y grises.

Forman un nivel tabular masivo. Presentan clastos dispersos de caliza micrítica, de cuarcita y de calizas tobáceas, con un centilo de 3-4 cm.

TRAMO 4: 0,60 m de calizas rosas.

Se disponen en dos estratos tabulares de 0,35 y 0,25 m de potencia. El primer nivel está formado por *rudstones* de fragmentos de tallos de hasta 0,5 cm de diámetro y 2-3 cm de longitud. El segundo nivel está constituido por *packstones*, localmente *rudstones*, de tallos de carofitas. A lo largo de todo el tramo aparecen gasterópodos.

TRAMO 5: 0,40 m cubiertos.

TRAMO 6: 0,30 m calizas beiges y grises.

Aparentemente forman un nivel tabular que presenta la base y el techo cubierto. Son *rudstones* de fragmentos de tallos de hasta 0,5 cm de diámetro y 2-3 cm de longitud, algunos de los cuales son de carofitas.

TRAMO 7: 1,25 m cubiertos.

TRAMO 8: 0,50 m de conglomerados beiges y ocre.

Forman un nivel tabular con la base cubierta y el techo plano. Son granosostenidos, con clastos de

calizas de formaciones cretácicas (centilo 55 cm) y de cuarcitas (centilo 9 cm), varían de angulosos a subredondeados. La matriz es arenosa y microconglomerática. Son masivos, aunque lateralmente aparecen estratificados en niveles decimétricos horizontales.

TRAMO 9: 0,80 m de calizas ocreas.

Forman un paquete tabular constituido por estratos también tabulares que oscilan de 0,20 a 0,40 m de potencia. Comienzan como *rudstones* de oncolitos esféricos y cilíndricos de hasta 6 cm de diámetro. A continuación, siguen siendo *rudstones*, localmente *packstones*, de fragmentos de tallos de 0,1 a 0,2 cm de diámetro y hasta 1 cm de largo. Algunos de estos tallos están orientados horizontalmente.

TRAMO 10: 1,65 m cubiertos.

TRAMO 11: 2,20 m de calizas blancas y beigeas.

Forman un paquete tabular constituido por estratos tabulares con las superficies de estratificación planas que pasan en la vertical a ser onduladas. La potencia de estos estratos varía de 0,1 a 0,5 m.

El tramo comienza con *packstones* y *rudstones* de fragmentos de tallos de carofitas con escasos gasterópodos y clastos de calizas cretácicas de hasta 10 cm de diámetro. A continuación, *boundstones* de tallos verticales de carofitas que forman montículos, acompañados de tallos tumbados y con una intercalación de *rudstones* de fragmentos de tallos de macrofitas.

El último medio metro del tramo está formado por *floatstones* de fragmentos de carofitas y gasterópodos.

Localmente pueden presentar laminación ondulada.

TRAMO 12: 1,50 m cubiertos.

En los últimos 0,20 m se diferencian lutitas marrones masivas.

TRAMO 13: 1,05 m de calizas beigeas.

Constituyen un paquete tabular formado por tres estratos también tabulares de 0,50 a 0,20 m de potencia, con una evolución estratodecreciente. Son *packstones* y *rudstones* de tallos finos, algunos de carofitas, y gasterópodos.

TRAMO 14: 0,42 m cubiertos.

TRAMO 15: 0,45 m de calizas beigeas.

Forman un único estrato tabular compuesto por *packstones* y *rudstones* de tallos de carofitas y gasterópodos.

TRAMO 16: 1,30 m cubiertos.

TRAMO 17: 3,80 m de calizas marrón claro.

Constituyen un paquete tabular formado por estratos también tabulares de 0,10 a 1,45 m de potencia.

Texturalmente son *rudstones* de tallos milimétricos y centimétricos (hasta 4 cm de diámetro). Localmente se diferencian cuevas de hasta 0,55 m de altura con estalactitas y un nivel de moldes de troncos (8 cm de diámetro y 30 cm de longitud). En la parte superior del tramo aparecen *boundstones* de tallos verticales de macrofitas y montículos de aproximadamente 25 cm de altura de musgos.

Consideraciones

La evolución vertical de este perfil es difícil de establecer debido a la gran cantidad de niveles cubiertos presentes. Se ha correlacionado con el otro perfil levantado en el Barranco de los Arcos, siendo equivalentes el techo del tramo 11 del perfil del Barranco de los Arcos 2 con el techo del perfil (tramo 14) del perfil del Barranco de los Arcos 1.

7.2.7-Perfil de Peña del Diablo (fig. 7.9)

Situación

Este perfil se ha realizado en el Parque del Monasterio de Piedra, desde el Lago del Espejo hacia lo alto del escarpe donde se encuentra la Ermita de Nuestra Señora La Blanca.

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TXL018608

Techo: 30TXL018607

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

TRAMO 1: 1,50 m de calizas marrones, naranjas y grises.

Se disponen formando niveles tabulares de hasta 0,70 m de potencia que alternan con estratos también tabulares de 0,08-0,10 m de espesor.

Texturalmente se trata de *rudstones* de fragmentos de tallos centimétricos y *boundstones* de macrofitas de hasta 20-30 cm de altura y de briofitas dispuestas en finos niveles tabulares de 1-3 cm de espesor. Estas texturas alternan con *mudstones* que contienen gasterópodos dispersos.

TRAMO 2: 1,15 m de calizas ocreas.

Forman un paquete tabular con la base ondulada y el techo plano compuesto por estratos tabulares y lenticulares de entre 0,10-0,50 m de espesor.

Son *rudstones* y *packstones* de fragmentos de tallos centimétricos que pueden incluir ramas de hasta 10-15 cm de diámetro y hojas. Las geometrías lenticulares están formadas por *mudstones* con escasos gasterópodos. La parte superior del tramo presenta un *set* de estratificación cruzada en surco de aproximadamente 0,70 m de potencia.

TRAMO 3: 2,70 m de calizas ocreas, naranjas y grises.

Constituyen un paquete tabular formado por estratos tabulares de 0,20 a 0,45 m que alternan con otros lenticulares de 0,05 a 0,15 m de potencia.

Texturalmente se mantiene esta alternancia: los estratos tabulares están formados por *rudstones* y *packstones* de fragmentos de tallos centimétricos acompañados por hojas, mientras que los niveles lenticulares están constituidos por *mudstones* de gasterópodos.

TRAMO 4: 0,35 m de calizas marrones y ocreas.

Forman un nivel canaliforme con la base cóncava y el techo plano que alcanza una potencia máxima de 0,60 m. Son *rudstones* de fragmentos de tallos centimétricos que pueden incluir ramas de hasta 8-15 cm de diámetro.

TRAMO 5: 1,50 m de calizas marrones, anaranjadas y grises.

Forman un conjunto de estratos tabulares de 0,08 a 0,40 m de espesor. Texturalmente son *rudstones* y *boundstones* de tallos de macrofitas con diámetros centimétricos, que alternan con paquetes de *boundstones* de musgos dispuestos en niveles horizontales de 4-8 cm de espesor o bien con *mudstones* de escasos gasterópodos enteros.

TRAMO 6: 2,50 m de calizas marrones anaranjadas.

Constituyen un conjunto tabular formado por dos estratos también tabulares de 1,00 y 1,50 m de potencia.

Son *rudstones* de tallos rotos y troncos de hasta varios decímetros de diámetro, acompañados por hojas. Incluyen intercalaciones lenticulares irregulares de pocos centímetros de potencia, compuestas por *boundstones* de briofitas.

TRAMO 7: 1,00 m de calizas ocreas.

Se disponen formando dos estratos tabulares con bases y techos irregulares, de 0,50 m de potencia cada uno. Texturalmente son *boundstones* de tallos de hasta 10-15 cm de altura; lateralmente pueden aparecer tumbados e incluso fragmentados.

TRAMO 8: 2,70 m de calizas ocreas y marrones.

Constituyen un conjunto tabular que lateralmente se inclina hacia el noreste. Está formado por paquetes tabulares con bases y techos ondulados y potencias de 0,30-0,40 m. Están compuestos por

boundstones de musgos que se disponen en niveles horizontales de 2-3 cm de potencia. En la primera parte del tramo aparecen finas intercalaciones lenticulares de 0,08-0,10 m de potencia formadas por *rudstones* de tallos fragmentados.

TRAMO 9: 0,20 m de calizas marrones rojizas.

Forman un único nivel tabular con la base y el techo ondulados. Son *boundstones* de tallos de macrofitas de hasta 15- 20 cm de altura que se disponen paralelos entre sí, a modo de empalizada.

TRAMO 10: 7,45 m de calizas marrones, ocre y naranjas.

Forman un conjunto lenticular a escala de afloramiento constituido por niveles tabulares y lenticulares de 0,30-0,40 m hasta 2,50 m de potencia.

Están compuestos por *boundstones* de musgos que se disponen en finos niveles centimétricos (2-8 cm) que excepcionalmente pueden aparecer recubiertos por una fina laminación de tipo estromatolítico. En la parte central de tramo aparecen dos intercalaciones con geometría cuneiforme de 0,20 a 0,25 m de potencia formadas por *rudstones* de fragmentos de tallos acompañados por tallos verticales. En los 2,5 m superiores los niveles de musgos presentan una marcada inclinación hacia el NE.

Consideraciones

La evolución vertical de este perfil es ligeramente granodecreciente: se aprecia en la primera parte del perfil gran abundancia de facies fitoclásticas, en algunos casos groseras (presencia de ramas y troncos) que rellenan geometrías canaliformes; sin embargo, a partir del tramo 7 se generalizan las bioconstrucciones de tallos verticales, pero sobre todo de montículos de musgos.

Este perfil se relaciona con el perfil de la Ermita La Blanca (fig. 7.10) que se ha realizado 9-10 m por encima del de Peña del Diablo.

7.2.8-Perfil de la Ermita La Blanca (fig. 7.10)

Situación

Este perfil se ha realizado en el Parque del Monasterio de Piedra, en las cercanías de la Cascada Caprichosa. Su base se sitúa 9-10 m por encima del perfil de Peña del Diablo (fig. 7.9), mientras que el techo alcanza el replano donde se encuentra la Ermita de Nuestra Señora La Blanca.

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TXL019608

Techo: 30TXL020607

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

TRAMO 1: 3,40 m de calizas marrón claro.

Se disponen formando un cuerpo lenticular con la base cubierta y el techo convexo, constituyendo una geometría similar a un gran montículo. Son *boundstones* de musgos que en la segunda mitad del tramo alternan con *rudstones* de oncolitos de hasta 3-4 cm de longitud y fragmentos de tallos de orden centimétrico. Además, en esta segunda mitad del tramo aparecen costras carbonatadas con formas onduladas de 5-10 cm de espesor finamente laminadas.

TRAMO 2: 1,50 m de calizas marrones y beige.

Forman un paquete con la base fuertemente irregular y aspecto erosivo, mientras que el techo aparece cubierto. Está compuesto por estratos tabulares de 10-20 cm de espesor.

La base del tramo está recubierta por una costra carbonatada de 10-15 cm de potencia con formas

onduladas y finamente laminadas. Por encima, aparecen los niveles tabulares dispuestos en *onlap* sobre la costra basal y formados por *rudstones* de fragmentos milimétricos de tallos que alternan con niveles con abundancia de hojas y, localmente, con oncolitos de orden milimétrico.

TRAMO 3: 1,65 m cubiertos.

TRAMO 4: 15,80 m de calizas marrones claras y beigeas.

Conjunto dómico formado por tres paquetes lenticulares, similares a montículos de 2,10 a 7,80 m de potencia. Están constituidos por *boundstones* de musgos que crecen constituyendo niveles lenticulares ondulados cuya potencia oscila desde pocos centímetros hasta 20-30 cm. En la base del tramo aparecen cavidades de hasta 1,00-1,40 m de altura con rellenos horizontales de *packstones* de tallos rotos o con recubrimientos espeleotémicos (costras laminadas y estalactitas). En esta primera parte del tramo se han reconocido tallos colgantes de hasta 25 cm de longitud relacionados lateralmente con los niveles de musgos.

TRAMO 5: 5,00 m cubiertos

TRAMO 6: 3,10 m de calizas beigeas y marrones claras.

Forman un conjunto lenticular con la base plana, mientras que el techo es convexo con fuertes ondulaciones. Se trata de *boundstones* de musgos, donde los primeros 2 m de potencia presentan musgos muy finos y están formados por niveles tabulares de aproximadamente 1 cm de espesor; mientras que en el resto del tramo los musgos son más largos (varios cm de altura) y gruesos (de orden milimétrico) y constituyen niveles lenticulares y ondulados que alcanzan los 10-12 cm.

TRAMO 7: 3,45 m de calizas beigeas.

Están formadas por estratos lenticulares de 0,20 a 1,00 m de potencia.

Se trata de una alternancia entre *rudstones* de tallos rotos de orden centimétrico, que pueden incluir niveles con alta concentración de hojas, e incluso, algún tallo vertical in situ, y *boundstones* de musgos.

TRAMO 8: 2,30 m cubiertos.

TRAMO 9: 4,80 m de calizas marrones y naranjas.

Forman un paquete lenticular con la base y el techo convexo que está compuesto por dos conjuntos también lenticulares de 3,30 y 1,50 m de potencia.

Están formados por *boundstones* de musgos que constituyen niveles centimétricos-decimétricos aproximadamente paralelos a la base de los cuerpos lenticulares.

TRAMO 10: 1,90 m cubiertos.

TRAMO 11: 4,00 m de calizas marrones y ocres.

Forman un paquete con geometría lenticular, con la base cubierta y el techo fuertemente convexo. Sobre esta superficie inclinada se apoya en *onlap* un conjunto de estratos tabulares de 0,40-1,00 m de potencia.

El paquete lenticular se inicia con *boundstones* de tallos colgantes fuertemente recubiertos por carbonato llegando en algunos casos a constituir estalactitas. Sobre ellos aparecen *boundstones* de musgos que forman niveles centimétricos-decimétricos fuertemente inclinados. Sin embargo, los estratos tabulares están compuestos por *packstones* de tallos fragmentados que evolucionan en la vertical a *rudstones* y *packstones* de tallos y oncolitos con diámetros máximos centimétricos. Incluidos en estos niveles fitoclásticos, aparecen finas costras carbonatadas (10-12 cm de potencia) con formas onduladas y que muestran laminación paralela.

TRAMO 12: 3,00 m cubiertos.

TRAMO 13: 3,70 m de calizas marrón claro.

Forman un paquete lenticular con la base cubierta y el techo muy irregular, constituido internamente por cuerpos lenticulares con clara inclinación al NE. Estos cuerpos presentan potencias que oscilan entre 0,60 y 1,20 m.

El tramo comienza con un pequeño montículo de *boundstones* de tallos de musgos dispuestos paralelos entre sí, formando niveles ondulados de potencia centimétrica. Por encima y lateralmente, aparecen varios niveles de *boundstones* de musgos cuyos tallos se disponen entrecruzados formando un enrejado. Estos niveles están separados por la existencia de costras carbonatadas de aproximadamente 10-15 cm de espesor con formas onduladas, internamente

muestran fina laminación también ondulada.

En la parte superior del tramo aparece una cavidad irregular en la que se han desarrollado estalactitas y crecimientos horizontales de carbonatado laminado desarrollados en momentos de estabilización de las aguas.

Consideraciones

La evolución vertical de este perfil está mal definida, debido a que las facies presentes son muy similares a lo largo de todo él: *boundstones* de musgos y *rudstones* y *packstones* fitoclásticos.

Este perfil se encuentra situado estratigráficamente por encima del perfil de Peña del Diablo (fig. 7.9), aproximadamente a 9-10 m de su techo.

En el perfil se han analizado cuatro muestras con el método de U/Th, que de base a techo son: ER-4, ER-3, ER-16 y ER-15. Se han enviado al laboratorio del *Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera" (CSIC)* con los siguientes resultados: 90541 (± 2100), 103586 (± 3400), 85524 (± 4900) y 89781 (± 3100) años respectivamente. La muestra ER-15 se analizó, además, en *School of Earth Sciences (University of Melbourne)* obteniéndose una edad de 79670 (± 950) años. En cualquiera de los casos hay que tomar las dataciones con precaución debido a posibles contaminaciones con ^{232}Th y, también, como consecuencia de la existencia de recristalizaciones posteriores en las muestras, siendo posible que, en esos casos, se esté datando la recristalización.

7.2.9-Perfil de Nuévalos Viejo (fig. 7.11)

Situación

Este perfil se ha realizado junto al municipio de Nuévalos, concretamente al NW de la barriada de Nuévalos Viejo, a lo largo del escarpe que empieza al pie del embalse de la Tranquera y termina en las casas altas.

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TXL019635

Techo: 30TXL019636

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

TRAMO 1: 0,35 m de conglomerados, areniscas y limos ocre.

Forman un estrato aparentemente tabular con la base cubierta y el techo plano. Se trata de una transición gradual desde conglomerados hasta limos.

Los conglomerados son granosostenidos, con clastos variados de calizas de formaciones cretácicas y areniscas paleozoicas. Están subredondeados y el centilo es 3-6 cm. Presentan matriz arenosa.

Las areniscas son silíceas, de grano grueso.

Los limos se sitúan hacia el techo del tramo y, al igual que conglomerados y areniscas, carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 2: 0,15 m de calizas marrones.

Se disponen en un estrato tabular con la base y el techo planos. Son *wackestones* y *floatstones* de fragmentos de tallos y gasterópodos.

TRAMO 3: 0,70 m de areniscas y conglomerados ocre y beige.

Las areniscas son de grano grueso a fino, constituyen tres estratos tabulares que oscilan entre 0,30 y 0,15 m de potencia. Las superficies de estratificación son planas o bien muestran ondulaciones y canalizaciones. Pueden aparecer laminadas.

Los conglomerados se sitúan en el techo del primer estrato con un espesor de alrededor de 0,15 m. Son granosostenidos. Los clastos son de calizas cretácicas, subredondeados y su centilo es 10 cm. La matriz es arenosa. Su evolución es granocreciente.

TRAMO 4: 0,55 m de calizas beige.

Constituyen un nivel cuneiforme con la base plana y el techo ligeramente convexo, debido a la erosión producida por los conglomerados suprayacentes. Son *rudstones* de fragmentos de tallos con tamaños que varían desde milimétricos hasta 1 cm de diámetro máximo y 2-4 cm de longitud. Son masivas.

TRAMO 5: 0,25 m de conglomerados beige.

Forman un cuerpo canaliforme con la base fuertemente cóncava y el techo suavemente irregular, que alcanza una potencia máxima de 1,05 m.

Son conglomerados granosostenidos. Los clastos son variados: calizas micríticas de formaciones cretácicas, cuarcíticos del Paleozoico y tobáceos del Cuaternario. Varían de angulosos a subredondeados y el centilo es de 23 cm para las calizas cretácicas. La matriz es arenosa y el cemento carbonatado. Son ligeramente granodecrecientes.

Lateralmente, pero dentro de la canalización, aparecen restos de bioconstrucciones tobáceas que corresponden a *boundstones* de tallos tumbados de longitud centimétrica.

TRAMO 6: 0,55 m de calizas beige y marrón claro.

Constituyen un nivel tabular con la base y el techo irregular.

Comienzan siendo *packstones* de tallos milimétricos, muchos de ellos de carofitas, con escasos oncolitos de hasta 2 cm de diámetro y clastos angulosos dispersos de calizas de formaciones cretácicas que varían de milimétricos a 1 cm de longitud máxima. Hacia el techo el tramo pasan a *rudstones* con mayor abundancia de oncolitos.

TRAMO 7: 1,50 m cubiertos.

TRAMO 8: 1,10 m de conglomerados marrón y gris azulado.

Forman un nivel tabular con el techo mal definido. Son granosostenidos. Los clastos son, en proporción similar, de cuarcita del Paleozoico y de calizas cretácicas, variando desde redondeados a subangulosos. El centilo lo dan los clastos cuarcíticos (30 cm) y el percentil 10 es de 10-15 cm. La matriz es microconglomerática y arenosa. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 9: 5,45 m de arenas que alternan con microconglomerados y conglomerados de color marrón claro, beige y crema.

Las arenas son de grano grueso y constituyen niveles tabulares con potencias que oscilan entre 0,15-0,20 y 3,00 m. Alternan con conglomerados y microconglomerados formando secuencias grava-arena de 4 a 14 cm de espesor. Presentan estratificación horizontal. En la última parte del tramo ya no se diferencian estas secuencias.

Los microconglomerados y conglomerados son granosostenidos. Forman niveles tabulares y lenticulares de pocos centímetros a 0,35m. Presentan clastos variados de calizas cretácicas, calizas tobáceas y, solamente en los 0,90 m inferiores, de conglomerados y de cuarcitas. El centilo para las calizas cretácicas es 12 cm, para las tobas es 30 cm y para los conglomerados es 12 cm; varían de angulosos a subredondeados. La matriz es arenosa. Forman secuencias grava-gravilla y grava-arena originando estratificación horizontal o bien forman niveles masivos.

La abundancia de conglomerados y microconglomerados disminuye hacia el techo del tramo llegando a desaparecer y formarse un paquete arenoso con clastos dispersos.

El tramo termina con un nivel lenticular de 0,12-0,15 m de potencia, formado por conglomerados granodecrecientes de clastos tobáceos de hasta 2 cm.

TRAMO 10: 0,50 m de limos blancos y beige con intercalaciones de calizas blancas.

Se trata de un conjunto tabular de limos con intercalaciones lenticulares plano-convexas de calizas. Los limos son de granos carbonatados presentan gasterópodos y fragmentos carbonosos.

Las lenticulas de calizas tienen espesores en torno a 6 cm. Son *rudstones* y *boundstones* de tallos de carofitas.

TRAMO 11: 1,00 m de calizas ocre y blancas, limos rojizos y marrones y un nivel carbonoso marrón grisáceo oscuro.

Las calizas forman dos estratos tabulares con techos ondulados y bases planas, de 0,40 y 0,45 m de potencia, separados por un nivel limoso irregular de 0,10 m de potencia. El tramo termina con un nivel tabular de carbón de 0,05 m de potencia.

Las calizas son *rudstones* y *packstones* de fragmentos de tallos desde centimétricos a 15 cm de longitud máxima. Intercalados aparecen unos niveles lenticulares plano-convexos de hasta 15 cm de altura, constituidos por *boundstones* de tallos verticales. Los últimos 8-15 cm calcáreos son *packstones* de gasterópodos y tallos de carofitas, con marcada laminación ondulada.

El estrato de limos se adapta a las geometrías de los niveles carbonatados y presenta laminación paralela.

El nivel carbonoso tabular situado a techo del tramo contiene restos vegetales.

TRAMO 12: 1,10 m de calizas blancas.

Forman un nivel tabular compuesto por estratos también tabulares de 0,10-0,20 m de potencia y lenticulas intercaladas de hasta 0,10-0,15 m de espesor.

Son *wackestone-packstones* de tallos de carofitas con gasterópodos planoespiralados. Los niveles lenticulares están formados por *boundstones* de tallos verticales que alcanzan los 10 cm de altura.

TRAMO 13: 1,05 m de calizas ocre.

Constituyen un paquete tabular formado por dos estratos también tabulares de 0,25 y 0,80 m de potencia.

El primer estrato está formado por *boundstones* de tallos verticales que alcanzan 10-15 cm de altura. El resto del tramo consiste en una alternancia de *boundstones* y *rudstones* de tallos *in situ* y rotos de hasta 7 cm de longitud, y *boundstones* de musgos en niveles tabulares, ondulados y dómicos de 1-5 cm de espesor.

TRAMO 14: 1,05 m de calizas ocre.

Forman un paquete tabular constituido por finos estratos tabulares de 0,5 a 5 cm de espesor.

Los 50 cm inferiores están formados por una alternancia de *packstones*, localmente *rudstones*, de tallos fragmentados milimétricos y *boundstones* de tallos muy finos (diámetro milimétrico) verticales con alturas próximas a la potencia de la lámina o estrato (0,5-2 cm). Presentan aspecto laminado.

El resto del tramo está formado por otra alternancia, pero en este caso, de *boundstones* de musgos en niveles tabulares centimétricos y *packstones* de tallos rotos. Lateralmente, aparecen niveles con acumulación de hojas.

TRAMO 15: 0,75 m de calizas naranjas y ocre.

Constituyen un nivel tabular con variaciones laterales de potencia. Son *rudstones* de tallos fragmentados centimétricos, con moldes de tallos de mayor tamaño (troncos de hasta 8 cm de diámetro) y con niveles donde domina la acumulación de hojas, que en ocasiones, están orientadas horizontalmente.

TRAMO 16: 4,80 m de calizas beige y blancas.

Forman un paquete tabular con niveles tabulares y ocasionalmente lenticulares.

Los niveles tabulares son *boundstones* de musgos en niveles horizontales cuya potencia está marcada por la altura de los tallos de musgos (desde 1 cm hasta 7-10 cm). Ocasionalmente estos niveles de musgos pueden presentarse formando montículos de hasta 30 cm de altura y 40-50 cm de amplitud. También pueden aparecer niveles, tanto tabulares como lenticulares de espesor centimétrico a decimétrico, de *packstones* de fragmentos de tallos y *boundstones* de tallos verticales.

TRAMO 17: 0,30 m de calizas blancas.

Forman un nivel tabular compuesto por *rudstones* y *packstones* de fragmentos centimétricos de tallos y de oncolitos con diámetros que alcanzan varios centímetros.

TRAMO 18: 0,30 de calizas blancas.

Constituyen tres estratos tabulares de 0,10 m de potencia cada uno.

El nivel inferior y superior están formados por *boundstones* de musgos, mientras que el intermedio son *rudstones* y *packstones* de tallos fragmentados.

TRAMO 19: 3,50 m de calizas beige anaranjadas.

Forman un paquete tabular masivo dividido en dos estratos de 3,00 y 0,50 de potencia cada uno. Son *rudstones* de fragmentos de tallos de 0,2-0,5 cm de diámetro y entre 1 y 12 cm de longitud. También pueden aparecer tallos *in situ* verticales y niveles discontinuos de musgos. Por último, aproximadamente a 1 m de la base del tramo, aparecen cuevas cubiertas con tapices milimétricos-centimétricos carbonatados finamente laminados.

TRAMO 20: 0,80 m de calizas marrón claro y ocre.

Forman un nivel tabular con base y techo irregulares, suavemente ondulados. Está formado por una alternancia de niveles lenticulares e irregulares, de 0,1 a 0,25 m de potencia, de *boundstones* de musgos y *rudstones* de fragmentos de tallos. Los *boundstones* de musgos constan de láminas y estratos tabulares y ondulados de hasta 3-4 cm de espesor.

Consideraciones

Este perfil presenta una evolución compleja: la parte basal del perfil está formada por varias secuencias granodecrescentes de poca potencia (secuencia 1 que incluye los tramos 1 y 2; secuencia 2 que incluye los tramos 3 y 4; secuencia 3 que agrupa los tramos 5 a 7), seguidas de una cuarta secuencia también granodecrescente que en este caso es mucho más potente y ocupa el resto del perfil (tramos 8 a techo del perfil).

La correlación de este perfil con otros ha sido imposible debido a la desconexión entre el edificio tobáceo donde se ha levantado y los restantes paquetes donde se han realizado los otros perfiles.

7.3-DESCRIPCIÓN DE PERFILES. RÍO MESA

7.3.1-Perfil de Jesús Nazareno Oeste (fig. 7.12)

Situación

Este perfil se ha realizado junto al municipio de Villed de Mesa, concretamente desde la Ermita de Jesús el Nazareno, situada en la carretera que une Villed con Algar de Mesa, y subiendo por la ladera hacia la Ermita de San Isidro.

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TWL853533

Techo: 30TWL853534

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

TRAMO 1: 0,35 m de limos blancos.

Forman un nivel tabular con la base cubierta y el techo mal definido.

Los limos son masivos y presentan nódulos carbonatados subsféricos de color gris situados hacia el techo del tramo.

TRAMO 2: 0,55 m de calizas cremas y beiges.

Constituyen un nivel tabular con la base mal definida y el techo ondulado. Son *rudstones* de fragmentos de tallos que varían de milimétricos hasta 2 cm de longitud y hojas dispuestas horizontalmente. Junto a ellos aparecen *boundstones* de musgos formando montículos de hasta 0,20 m de altura. Presentan nódulos carbonatados grises dispersos.

TRAMO 3: 0,20 m de limos ocre y gris oscuro que alternan con calizas cremas.

Aparecen formando un paquete tabular con base y techo ondulados, constituido por niveles centimétricos ondulados alternantes de limo y caliza. La parte limosa es homogénea e incluye un nivel oscuro carbonoso. Las calizas son *rudstones* y *packstones* de fragmentos de tallos milimétricos y centimétricos. En conjunto, el tramo presenta aspecto laminado.

TRAMO 4: 1,15 m de calizas cremas.

Forman un conjunto tabular de estratos también tabulares de 0,02 a 0,04 m de potencia. Las superficies de estratificación pueden ser planas y onduladas.

Constituyen una alternancia de *rudstones* de fragmentos de tallos (longitud centimétrica y diámetro milimétrico) y hojas dispuestas preferentemente horizontales, y *packstones* de fragmentos de tallos. Localmente, hacia el techo del tramo en los mismos niveles de *rudstones* aparecen escasos oncolitos (2-3 cm de longitud y 1 cm de diámetro).

TRAMO 5: 0,65 m de calizas ocre.

Forman un único estrato tabular con la base ondulada y el techo irregular. Son *rudstones* y *packstones* de fragmentos centimétricos de tallos revueltos. Localmente, hay *boundstones* de musgos que forman montículos de 0,10-0,20 m de altura formados por niveles individuales centimétricos.

TRAMO 6: 0,35 m de conglomerados marrones.

Forman un nivel tabular cuya base presenta canalizaciones de detalle; el techo es plano.

Varían de granosostenidos a matrizsostenidos. Los clastos son de caliza de formaciones cretácicas con un centilo de 15 cm y una media de 3 cm. Son angulosos. La matriz está formada por limo. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 7: 3,60 m de calizas ocre y beiges.

Forman un paquete tabular, internamente compuesto por estratos tabulares y lenticulares que oscilan entre 0,25 y 1,10 m de potencia. Son *rudstones* de fragmentos centimétricos de tallos con escasos oncolitos, los oncolitos se disponen en la base de los niveles canaliformes; lateralmente pueden presentar *boundstones* de tallos verticales. Hacia el techo del tramo aparecen *rudstones* de

tallos de mayor tamaño (troncos de 4 cm de diámetro y 20 cm de longitud).

Hacia la mitad del tramo aparecen cuevas de pequeño tamaño (hasta 40 cm altura) con estalactitas y rellenos basales de limos horizontales. Por encima de las cuevas, aparecen montículos de musgos con geometría en cascada y sobre ellos, en la parte deprimida, tallos tumbados de carofitas.

TRAMO 8: 0,70 m de calizas blancas.

Constituyen un paquete tabular formado por niveles también tabulares de centimétricos a 15 cm de espesor. Son una alternancia de *packstones* y *rudstones* de fragmentos de tallos milimétricos en el primer caso y centimétricos en el segundo. A 25 cm de la base aparece un nivel carbonoso gris oscuro. En la base del tramo los *rudstones* contienen oncolitos de pocos centímetros de tamaño.

TRAMO 9: 3,30 m de calizas cremas, ocre y blancas.

Forman un paquete tabular con estratos tabulares y, raramente, lenticulares de 0,25 a 0,75 m de potencia. Son *rudstones* de tallos fragmentados desde milimétricos a centimétricos que en muchos casos aparecen tumbados. Localmente, *rudstones* y *packstones* de tallos de carofitas.

Aproximadamente a 1 m de la base se encuentran varios clastos de calizas cretácicas y conglomerados terciarios con un diámetro máximo de 20 cm.

En la parte superior del tramo aparecen calizas grises con formas irregulares y pocos milímetros de espesor, con aspecto de costras duras. Texturalmente son *mudstones*.

TRAMO 10: 2,00 m de calizas cremas y ocre.

Forman un conjunto de estratos tabulares de 0,25 a 0,60 m de potencia. Texturalmente comienzan siendo *boundstones* de tallos verticales y tumbados de hasta 10 cm de altura, a continuación pasan a *rudstones* y *packstones* de fragmentos de tallos (0,5 a 1 cm de diámetro hueco, 2-3 cm de diámetro total y 10-12 cm de longitud). Se observa una disminución del tamaño de los tallos hacia el techo del tramo.

TRAMO 11: 1,60 m cubiertos.

TRAMO 12: 3,45 m de calizas blancas.

Constituyen un paquete tabular de estratos también tabulares de 0,75 a 1,00 m de potencia. Son *packstones* y *rudstones*, muchas veces alternando, de fragmentos de tallos de milimétricos a 1-2 cm de longitud, localmente pueden llegar hasta los 4-5 cm. En ocasiones, se trata de arena de granos carbonatados. También se encuentran *boundstones* de tallos verticales de 5 a 10 cm de altura.

TRAMO 13: 0,85 m de calizas blancas y cremas.

Forman tres estratos tabulares de 0,25 a 0,30 m de potencia. Texturalmente cada estrato constituye una secuencia que comienza como *packstones* y termina como *wackestones* de fragmentos de tallos, y escasos gasterópodos dispersos. Además se han reconocido granos con envuelta carbonatada inferiores a un milímetro. En conjunto, estas facies tienen poca matriz y carecen de cemento, por lo que pueden llegar a ser arenas.

Consideraciones

El perfil presenta una evolución vertical mal definida, con un único nivel detrítico grosero en el tramo 6 que supone un salto brusco en su evolución. Se ha correlacionado con el perfil de Jesús Nazareno Este, siendo equivalentes el tramo 6 del perfil de Jesús Nazareno Oeste con el tramo 1 del perfil de Jesús Nazareno Este (fig. 7.13).

7.3.2-Perfil de Jesús Nazareno Este (fig. 7.14)

Situación

Este perfil se ha realizado junto al municipio de Villel de Mesa, desde el kilómetro 1 de la carretera comarcal que une Villel con Algar de Mesa, y subiendo por la ladera hasta el techo del edificio tobáceo. Se sitúa aproximadamente 200 m al este del perfil Jesús Nazareno Oeste (fig. 7.12).

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TWL855533

Techo: 30TWL855534

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

TRAMO 1: 1,85 m de calizas ocres.

Se disponen formando niveles lenticulares de 0,10-0,15 a 0,50 m de potencia. Son *packstones* y *rudstones* de tallos fragmentados de milimétricos hasta pocos centímetros de tamaño y, localmente, acompañados por impresiones de hojas y por montículos plano-convexos de *boundstones* de musgos. Además, aparecen finas intercalaciones (de hasta 15 cm de potencia) de *boundstones* estromatolíticos finamente laminados.

TRAMO 2: 0,65 m de calizas ocres.

Forman un nivel lenticular cóncavo-convexo con inclinación hacia el este. Está constituido por *boundstones* estromatolíticos finamente laminados, que lateralmente evolucionan a *packstones* y *rudstones* de tallos fragmentados milimétricos y *boundstones* de musgos formando niveles de pocos centímetros de espesor (3-6 cm) que al igual que el conjunto aparecen inclinados hacia el este.

TRAMO 3: 2,40 m de calizas ocres y beigeas.

Constituyen un nivel tabular formado por varios estratos tabulares y lenticulares de 0,15 a 0,90 m de potencia.

Son *boundstones* estromatolíticos que muestran laminación muy regular, localmente ondulada y con suave inclinación hacia el este. Además, hacia mitad del tramo, presentan dos intercalaciones lenticulares de 0,20 y 0,15 m de potencia respectivamente de *packstones* y *rudstones* de fragmentos centimétricos de tallos.

TRAMO 4: 0,60 m de calizas ocres.

Forman un paquete tabular que tiene la base ondulada y el techo plano, constituido por estratos que comienzan siendo lenticulares y pasan en la vertical a tabulares. Sus potencias oscilan entre 0,10 y 0,15 m.

Son *packstones* y *rudstones* de fragmentos milimétricos y centimétricos de tallos que hacia el techo del tramo están acompañados por impresiones de hojas.

TRAMO 5: 3,00 m de calizas ocres y beigeas.

Constituyen un paquete tabular formado por niveles tabulares de 1-3 cm de potencia. Se trata de *boundstones* de tallos de musgos que forman niveles horizontales cuya potencia esta condicionada por la altura de los tallos.

TRAMO 6: 6,5 m calizas ocres y blancas.

Forman un paquete tabular masivo cuyo difícil acceso imposibilita el reconocimiento de gran parte del tramo. Solamente se ha podido reconocer los dos primeros metros del tramo que comienzan como *rudstones* de tallos fragmentados centimétricos y moldes de tallos de orden decimétrico.

TRAMO 7: 1,00 m de calizas blancas y beigeas.

Forman un paquete tabular con la base plana y el techo ondulado e inclinado hacia el este. Está constituido por niveles también tabulares de 0,10 a 0,25 m de potencia que texturalmente forman una alternancia de *packstones-rudstones* de fragmentos milimétricos y centimétricos de tallos y *boundstones* de tallos de musgos.

TRAMO 8: 1,55 m de calizas blancas.

Constituyen un conjunto lenticular bioconstruido que se inclina suavemente hacia el este. Internamente está formado por niveles lenticulares de 0,03-0,10 m de potencia también inclinados hacia el este. Son *boundstones* de tallos de musgos dispuestos perpendicularmente a las superficies de estratificación.

TRAMO 9: 0,75 m de calizas blancas.

Aparecen formando un estrato lenticular de *rudstones* de tallos fragmentados de varios centímetros de longitud.

TRAMO 10: 3,10 m de calizas blancas.

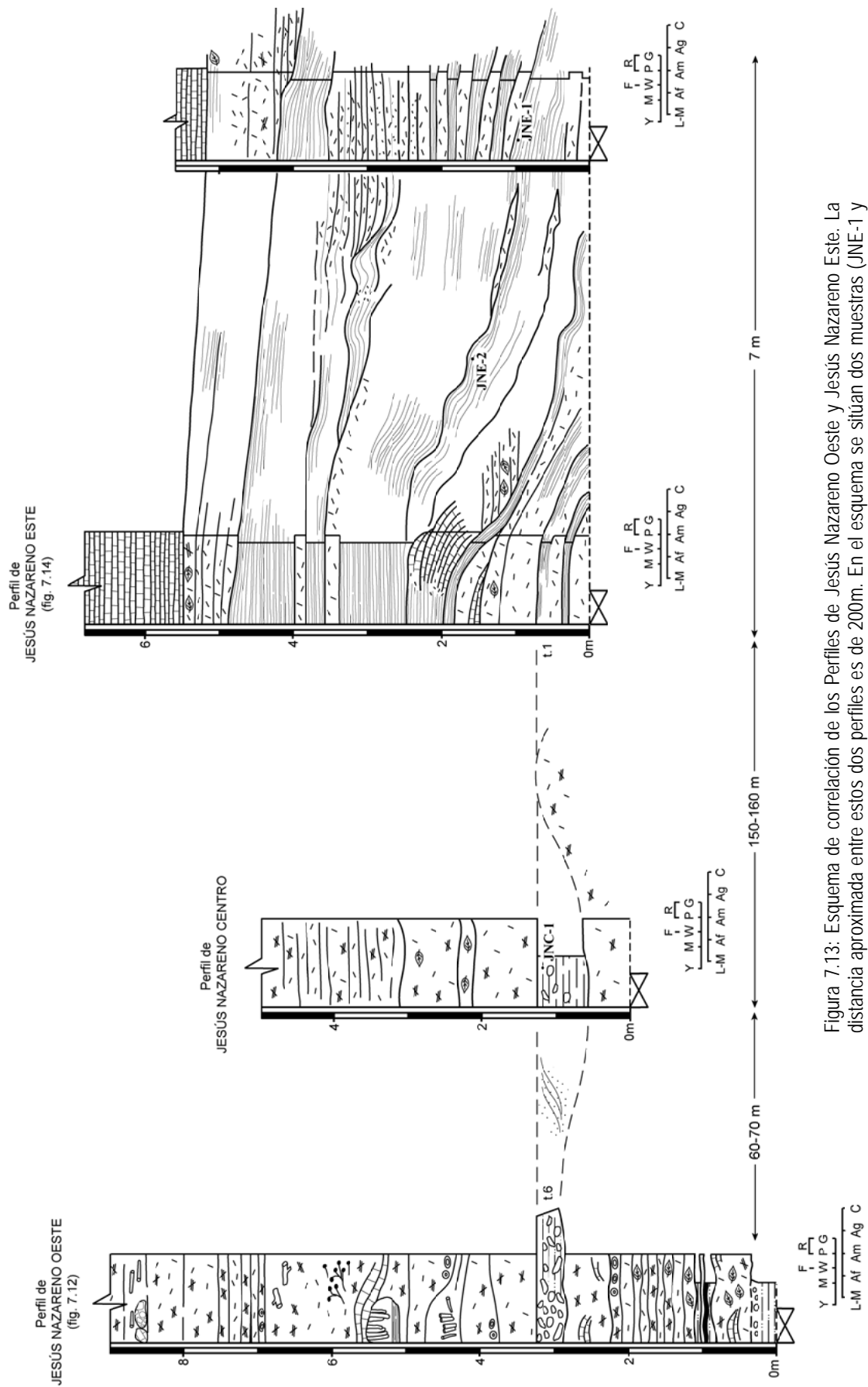


Figura 7.13: Esquema de correlación de los Perfiles de Jesús Nazareno Oeste y Jesús Nazareno Este. La distancia aproximada entre estos dos perfiles es de 200m. En el esquema se sitúan dos muestras (JNE-1 y JNE-2) recogidas laterales al perfil de Jesús Nazareno Este.

Constituyen un paquete tabular con la base plana y el techo irregular. Está formado por *rudstones* de fragmentos centimétricos de tallos que alternan con niveles lenticulares y tabulares de hasta 40 cm de potencia de *boundstones* de musgos y tallos colgantes de longitud decimétrica. En la base del tramo, aparecen bioconstrucciones centimétricas de tallos verticales.

TRAMO 11: 0,85 m de calizas blancas y beigeas.

Constituyen un paquete tabular irregular de *rudstones* de fragmentos de tallos que pueden alcanzar dimensiones de troncos o ramas (longitud de 40 cm y diámetro de 6 cm). Entre los tallos de gran tamaño aparecen cavidades de 40-60 cm de altura máxima con recubrimientos y tallos colgantes centimétricos-decimétricos.

Consideraciones

El perfil presenta una evolución vertical poco clara debido a la presencia exclusiva de carbonatos. Se ha correlacionado con el perfil de Jesús Nazareno Oeste, siendo equivalentes los tramos 1 de Jesús Nazareno Este y el tramo 6 de Jesús Nazareno Oeste (fig. 7.13).

La muestra JNE-1 situada lateralmente al tramo 2 del perfil (ver figura 7.13 para ver su situación) se ha analizado con el método de U/Th dando una edad de 98700 (± 620) años. En este caso, y a diferencia de las muestras analizadas en los depósitos del río Piedra, la datación parece fiable.

7.3.3-Perfil de Los Villarejos Norte (fig. 7.15)

Situación

Este perfil se ha realizado en un desmonte de la carretera comarcal que une Calmarza con Algar y Villel de Mesa, al norte de la carretera y a unos 125 m al noroeste del paraje de las Casas de los Villarejos.

Las coordenadas UTM de base y techo coinciden debido a la escasa potencia de este perfil y, aproximadamente, son:

Base y techo: 30TWL797557

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

TRAMO 1: 2,00 m de arenas blancas.

Forman un paquete tabular con la base cubierta y el techo plano.

Son arenas de grano fino de composición carbonatada, con gasterópodos enteros dispersos. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 2: 0,30 m de arenas y calizas blancas y ocreas.

Constituyen un paquete tabular formado por bandas también tabulares de orden centimétrico. Son arenas carbonatadas de grano fino a muy fino, localmente cuando están cementadas son *packstones*, que presentan gasterópodos enteros dispersos. Alternan niveles centimétricos ocreos y blancos, estos últimos laminados. Esta alternancia también es debida al tamaño de grano. En la base del tramo se diferencia una lámina ocre-rojiza de acumulación de óxidos de hierro.

TRAMO 3: 0,90 m de arenas ocreas en la base y blancas en el resto del tramo.

Forman un conjunto tabular con la base y el techo planos. Son arenas de grano carbonatado fino con gasterópodos enteros dispersos. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 4: 0,60 m de arenas blancas y ocreas.

Se disponen en un paquete tabular constituido por estratos también tabulares de 0,01-0,02 a 0,10 m de potencia. Son arenas de grano carbonatado que varían de fino a medio-fino y que contienen gasterópodos. Se observa una alternancia de láminas ocreas y blancas que, además, muestran

diferente tamaño de grano: láminas blancas de grano medio-fino y láminas ocreas de grano fino. El tramo, en conjunto, tiene aspecto laminado.

TRAMO 5: 2,50 m de arenas blancas y ocreas.

Constituyen un paquete tabular dividido internamente en varios niveles tabulares de hasta 1 m de potencia. Son arenas carbonatadas de grano fino con gasterópodos enteros dispersos. Aproximadamente a 1 m de la base del tramo se sitúa un nivel de 0,15 m de potencia de color ocre, formado por láminas centimétricas. El resto del tramo muestra un aspecto masivo.

Consideraciones

La gran homogeneidad de las facies vistas en este perfil impide establecer una evolución clara. Este perfil se sitúa estratigráficamente por encima del perfil de las Casas de los Villarejos, siendo la base de Los Villarejos Norte prácticamente equivalente al techo del perfil de las Casas de los Villarejos.

7.3.4-Perfil de las Casas de los Villarejos (fig. 7.16)

Situación

Este perfil se ha realizado en el paraje conocido como Casas de los Villarejos, entre los municipios de Calmarza y Algar de Mesa. El perfil se sitúa concretamente en la margen izquierda del río Mesa, desde el río hasta el replano donde se levantan las Casas de los Villarejos.

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TWL899555

Techo: 30TWL899556

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

TRAMO 1: 1,45 m de conglomerados grises, lutitas marrón rojizo y areniscas grises.

Constituyen un nivel de evolución granocreciente con la base cubierta y el techo irregular. Los conglomerados forman geometrías lenticulares y canaliformes de 0,20-0,25 m hasta 0,80 m de espesor. Son granosostenidos, con clastos angulosos de calizas mesozoicas (centilo 25 cm), calizas tobáceas (centilo 95 cm) y escasos clastos de cuarcita de tamaño centimétrico. La matriz es lutítica. Las lutitas y areniscas forman niveles lenticulares de hasta 0,20 m de potencia. Las lutitas presentan clastos calizos dispersos de hasta 4-5 cm de diámetro. Las areniscas son de grano fino. En la base del tramo, la alternancia de láminas de conglomerados y areniscas genera estratificación cruzada planar, que en la vertical se sustituye por estratificación cruzada en surco formada exclusivamente por los conglomerados.

TRAMO 2: 0,25 m de calizas marrones y beigeas.

Forman un estrato lenticular con base y techo ondulados, constituido por láminas desde milimétricas a 1 cm de potencia. Lateralmente aparece erosionado por un lentejón de conglomerados con características similares a los del tramo 1.

Texturalmente las calizas son *boundstones* estromatolíticos que forman domos en la base del tramo y que son sustituidos en la vertical por *boundstones* de tallos verticales y subverticales de hasta 1 mm de diámetro y de altura igual al espesor de la lámina.

TRAMO 3: 3,05 m de calizas marrones.

Forman un paquete tabular con geometrías internas que se inclinan hacia el este.

El primer metro y medio del tramo está constituido por una acumulación en sentido lateral de *boundstones* de musgos con geometría en cascada con crecimiento hacia el este y *rudstones* de fragmentos de tallos centimétricos a decimétricos, escasos oncolitos y tallos colgantes. En el resto del tramo dominan los *rudstones* de fragmentos de tallos centimétricos, acompañados por troncos (moldes de 20 cm de diámetro y 100 cm de longitud) y niveles con acumulación de hojas.

TRAMO 4: 1,55 m de calizas marrones, beige y blancas.

Forman un paquete tabular cuya base se inclina ligeramente hacia el este y su techo es plano. Internamente está formado por estratos tabulares de 0,02-0,03 m hasta 0,18-0,20 m de espesor.

Comienzan como *boundstones* de musgos que forman acumulaciones laminadas, horizontales y subhorizontales de alrededor de 0,25 m, y niveles lenticulares masivos de musgos en enrejado. La segunda mitad del tramo son *boundstones* de tallos muy finos que excepcionalmente se identifican con musgos.

TRAMO 5: 0,25 m de margas gris oscuro y negras.

Constituyen un nivel tabular. Contienen fragmentos de gasterópodos y restos carbonosos.

TRAMO 6: 0,70 m de calizas beige y ocre.

Forman un paquete tabular con la base plana y el techo ondulado. Está constituido por dos estratos también tabulares de 0,40 y 0,30 m de potencia cada uno.

Son *rudstones* y *packstones* de fragmentos de tallos de milimétricos a 2-4 cm de diámetro, que presentan un fino nivel lenticular de *boundstones* de musgos en la base del tramo y de tallos verticales en el segundo estrato.

TRAMO 7: 1,20 m de calizas beige y ocre.

Forman un paquete tabular, aunque su techo es convexo, constituido por finos niveles con geometría lenticular de hasta 0,05 m de espesor que lateralmente pueden variar de potencia.

Son *boundstones* de musgos en niveles horizontales en la base y con geometría en cascada hacia el techo.

TRAMO 8: 0,15 m de lutitas beige y marrones.

Forman un nivel tabular con variaciones laterales de potencia. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 9: 2,55 m de calizas beige y crema.

Forman un paquete tabular constituido por estratos también tabulares de 0,05 a 0,35 m de potencia. Se distinguen varias secuencias estratodecrecientes de 0,5 a 0,7 m de espesor.

Son *rudstones* y *packstones* de fragmentos de tallos desde milimétricos hasta 1-2 cm de diámetro y 5-6 cm de longitud, algunos dispuestos horizontal o subhorizontalmente. Se observa una disminución de tamaño de los fragmentos de tallos hacia el techo del tramo. Contienen, además, gasterópodos dispersos en los primeros estratos y hojas aproximadamente a 1 m de la base.

TRAMO 10: 0,70 m de calizas blancas.

Se disponen en un nivel tabular de base y techo plano. Internamente, en la base aparecen finos niveles tabulares horizontales de aproximadamente 1 cm de espesor constituidos por tallos de musgos, perpendiculares a las láminas, que hacia mitad del tramo continúan como un nivel masivo de *boundstones* de musgos en enrejado. En el techo del tramo vuelven a aparecer niveles horizontales constituidos por musgos.

TRAMO 11: 1,20 m de calizas beige.

Forman dos paquetes tabulares de 0,60 m de potencia cada uno. El primero está compuesto por varios estratos tabulares de *packstones* de tallos milimétricos revueltos, con gasterópodos en el techo; el segundo está formado por *rudstones* de fragmentos de tallos centimétricos asociados lateralmente a *boundstones* de tallos verticales.

Consideraciones

El perfil comienza con un paquete conglomerático granocreciente, a partir del cual la evolución del perfil está mal definida. Este perfil se sitúa estratigráficamente por debajo del perfil de Los Villarejos Norte, siendo el techo de las Casas de los Villarejos equivalentes a la base de Los Villarejos Norte.

Se ha analizado la muestra CV-9 (tramo 11) con el método de U/Th; el análisis se realizó por duplicado en *School of Earth Sciences (University of Melbourne)* y los resultados son 80940 (± 1520) y 81700 (± 2010) años. Su fiabilidad parece ser buena.

7.3.5-Perfil de La Rinconada (fig. 7.17)

Situación

Este perfil se ha realizado en el paraje conocido como La Rinconada. Se sitúa en el km 5,6 de la carretera comarcal que une Ibdes con Jaraba.

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TWL969625

Techo: 30TWL970626

Descripción

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

YACENTE: cubierto; lateralmente se encuentra conglomerados terciarios (fig. 7.18).

TRAMO 1: 1,00 m de una alternancia de margas y calizas beigeas.

Constituyen un paquete tabular con la base cubierta y el techo irregular, formado por niveles de hasta 10 cm de potencia que en el caso de las calizas presentan geometría lenticular (plano-convexa, cóncavo-plana y cóncavo-convexa).

Las margas carecen de estructuras sedimentarias internas.

Las calizas son *boundstones* de tallos verticales centimétricos, a veces tumbados, y *rudstones* de tallos fragmentados de tamaño centimétrico.

TRAMO 2: 0,10 m de arenas y areniscas grises y ocreas.

Forman un nivel tabular irregular con pequeños cambios laterales de potencia y canalizaciones de detalle en la base. Son arenas silíceas de grano medio-grueso, que localmente presentan estratificación cruzada en surco.

TRAMO 3: 1,40 m de una alternancia de margo-calizas y calizas cremas.

Forman un paquete tabular constituido por niveles centimétricos a decimétricos, donde las calizas presentan geometrías lenticulares.

Las margo-calizas son masivas.

Las calizas son *rudstones* y *boundstones* de tallos centimétricos asociados lateralmente. Los *boundstones* tienen tallos verticales y, en algunos casos, inclinados o tumbados hacia el este.

TRAMO 4: 1,05 m de calizas blancas y cremas.

Constituyen un paquete tabular que incluye niveles irregulares y lenticulares de base plana y techo ondulado y potencias máximas de hasta 0,15 m.

Son *mudstones* con escasos fragmentos de tallos, que intercalan niveles lenticulares formados por *boundstones* de tallos verticales y *rudstones* de tallos centimétricos fragmentados.

TRAMO 5: 0,05 m de lutitas marrones.

Aparecen formando un nivel lenticular que se adapta a la geometría ondulada de los niveles carbonatados que lo limitan. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

TRAMO 6: 0,80 m de calizas marrones-ocreas.

Constituyen un nivel tabular con la base ondulada-irregular, formado por varios estratos, el primero lenticular y los demás tabulares. Sus potencias oscilan entre 0,10-0,15 y 0,50 m.

Son *rudstones* de fragmentos de tallos entre 1 y 4 cm de longitud y oncolitos de milimétricos hasta 2 cm de longitud que desaparecen hacia el techo del tramo. En la base del tramo aparece estratificación cruzada en surco.

TRAMO 7: 2,00 m de calizas ocreas y marrones.

Constituyen un paquete tabular de aspecto masivo. El tramo comienza con un nivel de aproximadamente 0,20 m de potencia de *boundstones* de tallos verticales formando una empalizada con alturas de 10 cm y extensión lateral métrica. A continuación, aparecen *boundstones* de tallos verticales formando agrupaciones similares a arbustos de 15-30 cm de altura, excepcionalmente hasta 50 cm. El espacio entre *boundstones* arbustivos horizontalmente adyacentes está ocupado por niveles lenticulares con base y techos cóncavos, centimétricos a decimétricos, de *packstones* a *rudstones* de fragmentos centimétricos de tallos. En algunos casos estos niveles están formados por

mudstones con desarrollo de procesos edáficos.

TRAMO 8: 1,05 m de calizas ocreas.

Forman un conjunto de estratos tabulares de 0,20 a 0,25 m de potencia. Son *rudstones*, localmente *packstones*, de fragmentos de tallos con frecuencia orientados horizontalmente. En el techo del tramo, aparecen *boundstones* de tallos verticales de hasta 10-20 cm de altura.

TRAMO 9: 5,25 m de calizas marrones y ocreas.

Constituyen un conjunto tabular de aspecto masivo, donde las superficies de estratificación son subhorizontales y comúnmente están mal definidas.

Son *rudstones*, localmente *packstones*, de fragmentos de tallos milimétricos a centimétricos, en relación lateral y vertical con *boundstones* de tallos verticales formando agrupaciones asimilables a arbustos de hasta 60 cm de altura. Lateralmente entre estas agrupaciones se encuentran niveles lenticulares cóncavos centimétricos de *packstones* de tallos.

Hacia el techo del tramo aparecen cuevas de reducidas dimensiones (20-50 cm de dimensión

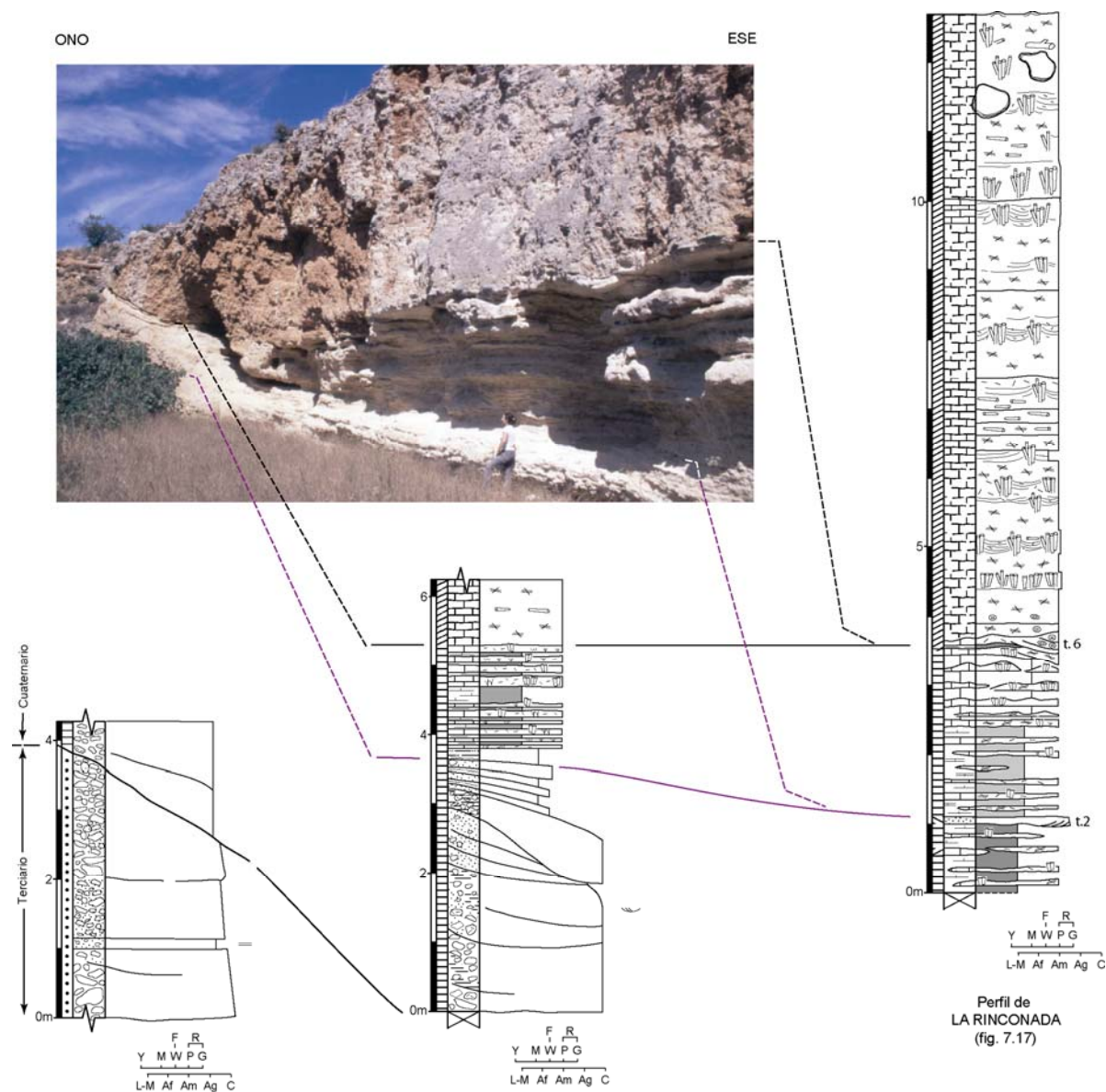


Figura 7.18: Esquema de correlación de La Rinconada. Se observa que el edificio tobáceo de La Rinconada se apoya sobre detríticos terciarios. Además, se aprecia el cambio lateral de facies y las variaciones de potencia entre el perfil de La Rinconada y los esquemas levantados más al oeste.

máxima) tapizadas por costras calcáreas arriñonadas de pocos milímetros de espesor. En el techo del tramo los rudstones delimitan formas ovaladas y casi-circulares en planta y forma cóncava en sección de extensión decimétrica a métrica.

Consideraciones

Como puede verse en la figura 7.18 la base del paquete tobáceo de La Rinconada se apoya sobre detríticos gruesos terciarios. La evolución vertical de este perfil es compleja, compuesta por tres secuencias. Solamente se registra de la primera secuencia la parte superior (tramo 1), pero se ilustra el resto de la secuencia en la figura 7.18 y, como puede verse, presenta un marcado granodecrecimiento. La segunda secuencia (tramos 2 a 5) y la tercera (tramos 6 a techo del perfil) presentan una evolución vertical también granodecreciente.

7.4-CORRELACIÓN Y CRONOESTRATIGRAFÍA

La correlación de los 9 perfiles levantados en los depósitos tobáceos del Río Piedra y de los 5 perfiles levantados en los del Río Mesa es harto problemática. Se han podido correlacionar sin dificultad aquellos perfiles realizados en un mismo edificio tobáceo, como es el caso de los perfiles de la Requijada Sur 0, 1 y 2 (fig. 7.4) y de los perfiles del Barranco de los Arcos en el caso del Río Piedra, o de los perfiles de Jesús Nazareno Este y Oeste (fig. 7.13) en el caso del Río Mesa. Sin embargo, en la mayoría de los casos la desconexión entre los edificios tobáceos, en algunos casos de varios kilómetros, imposibilita la realización de una correlación física.

Por este motivo, es de especial interés la realización de dataciones en los edificios tobáceos más importantes que, en caso de ser fiables, permitirán identificar aquellos edificios con edades similares y, por tanto, establecer si existe una o varias etapas de formación de tobas. Los métodos de datación utilizados en estos depósitos de los ríos Piedra y Mesa han sido: relación $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$, ^{14}C , luminiscencia en arenas y racemización de aminoácidos. En la figura 7.19 se presentan las muestras analizadas indicando sus facies, los resultados y la fiabilidad de los mismos, para cada uno de los laboratorios elegidos.

Los resultados obtenidos a partir del método de $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$ oscilan entre 79670 años (± 950) y 254730 años (± 48460). Estos datos tienen diferente grado de fiabilidad. Para el Río Piedra los resultados son dudosos debido a que existe un grado variable de contaminación de las muestras con ^{232}Th , lo que conduce a que las dataciones obtenidas pudieran estar algo envejecidas. En cambio, para el Río Mesa, los resultados obtenidos son mucho más fiables ya que no parece existir esa contaminación con ^{232}Th .

El método del ^{14}C solamente se ha utilizado en aquellos depósitos que incluyen niveles con fragmentos carbonosos, muy escasos en los perfiles levantados. Además, este método no se puede utilizar con los depósitos de edad elevada, debido a su limitación temporal de validez. Así, solamente se ha utilizado en una muestra del perfil del Arco de la Yedra (fig. 7.2) con un resultado de 2680 años (± 50).

La luminiscencia en arenas no se ha podido aplicar de forma extensiva debido a la escasez de niveles arenosos que incluyan granos de cuarzo: la mayor parte de los niveles de arena y limos están formados por granos de carbonato en su totalidad. Se han analizado dos muestras pertenecientes al tramo 12 del perfil de La Requijada Sur 1 (fig. 7.5) con un resultado de 231000 años (± 50000) y 199000 años (± 34000).

Por último, el análisis de la racemización de aminoácidos se ha llevado a cabo a partir de varias especies de ostrácodos (*Herpetocypris reptans*, *Candona neglecta* e *Ilyocypris brayi* entre otras), ya que, la utilización de este método está condicionada a la presencia de estos organismos. Se han analizado 4 muestras con este método (situadas en la zona de La Requijada Sur y Los Bancales), pero solamente tres han dado resultados positivos (fig. 7.19).

En el **Río Piedra**, como puede verse en la tabla de la figura 7.19, se han utilizado los cuatro métodos de datación comentados. A la vista de los resultados, se pueden considerar fiables las dataciones realizadas con ^{14}C y racemización de aminoácidos; las dataciones obtenidas a partir de $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$ son dudosas debido al diferente grado de contaminación por ^{232}Th y a las grandes

	Situación y Muestra	Altitud (m)	Método	Laboratorio	Facies	Edad (años)	Discusión
Río Piedra y barrancos laterales	Arco de la Yedra						
	AY-9 =MP-3 [UZ-5196/ETH-30264]	890	¹⁴ C	UZ	Carbón	2680 (±50)	Datación fiable
	Requijada Sur						
	RS-2-4 [LEB-6872]	870	Racemización	LEB	Cbt	148000 (±17000)	Datación fiable
	RS-2-3		U/Th	UM	Co	179710 (±443760)	Muy contaminada con Th
	RS-2-2b		U/Th	UM	Cbg	174710 (±22570)	Datación fiable
	RS-2-2b [7407]		U/Th	CERAK	Cbg	95600 (±1700)	Tomar edad con precaución. Necesidad de confirmar con otros métodos
	RS-2-2b [LEB-6913, LEB-6914 y LEB-6915]		Racemización	LEB	Cbg		Contaminación actual y/o alteración importante. No se puede calcular edad
	RS-1-14-2 [K0735]	855	Luminiscencia	LDL	Alc	199000 (±34000)	Edad mínima estimada
	RS-1-14-1 [K0733]		Luminiscencia	LDL	Alc	231000 (±50000)	Edad mínima estimada
	RS-1-3.2		U/Th	UM	Cbt		Comportamiento sistema abierto: pérdida de Uranio. No se puede calcular edad
	RS-1-3.1		U/Th	UM	Cbt		Comportamiento sistema abierto: pérdida de Uranio. No se puede calcular edad
	Los Bancales						
	LB-BC [LEB-6873, LEB-6874 y LEB-6876]	860	Racemización	LEB	Cbg	233000 (±49000)	Datación fiable
	LB-B-6 [LEB-6907, LEB-6908 y LEB-6911]		Racemización	LEB	Cbg	167000 (±37000)	Datación fiable
	Barraco de los Arcos						
	BLA-1-1.1	800	U/Th	UM	Ce	229320 (±35000)	Cierta contaminación por Th
	BLA-1-1.2		U/Th	UM	Ce	254730 (±48460)	Cierta contaminación por Th
	BLA-1-1 [7406]		U/Th	CERAK	Ce	119200 (+3600/-3500)	Tomar edad con precaución. Necesidad de confirmar con otros métodos
	Ermita La Blanca						
ER-15	800	U/Th	J. Almera	Ce	89781 (±3100)	Ligera contaminación con Th-232	
ER-15		U/Th	UM	Ce	79670 (±950)	Posible edad de la recristalización	
ER-16		U/Th	J. Almera	Cbr	85524 (±4900)	Muy contaminada con Th-232	
ER-3	760	U/Th	J. Almera	Co	103586 (±3400)	Contaminación con Th-232	
ER-4		U/Th	J. Almera	Co	90541 (±2100)	Contaminación con Th-232	
Jesús Nazareno Este							
JNE-1 [216]	950	U/Th	UM	Ce	98700(±620)	Datación fiable	
Casas de los Villarejos							
CV-9.1 [207]	850	U/Th	UM	Cbg	80940 (±1520)	Datación fiable	
CV-9.2 [210]		U/Th	UM	Cbg	81140 (±2010)	Datación fiable	

Figura 7.19: Muestras analizadas con cada uno de los métodos de datación. Se indica la altitud a la que se ha recogido la muestra, el laboratorio donde se han analizado y, entre corchetes, el correspondiente número de referencia si está disponible (UZ: Radiocarbon laboratory, University of Zurich-Irchel; LEB: Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, Madrid; UM: School of Earth Sciences, University of Melbourne; CERAK: Centre d'Etudes et de Recherches Appliquées au Karst, Faculté Polytechnique de Mons; LDL: Luminiscence Dating Laboratory, Australian National University; J. Almera: Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera", CSIC). En relación con la edad obtenida y el grado de fiabilidad de esa datación, se han destacado en negrita aquellos resultados más fiables. Facies: Co: calizas oncolíticas, Cbg: calizas bioclásticas de gasterópodos, Alc: areniscas lenticulares con estratificación cruzada, Cbt: calizas bioclásticas de tallos, Ce: calizas estromatolíticas y Cbr: calizas de briofitas.

diferencias entre los datos suministrados por los diferentes laboratorios. Por último, las dos muestras analizadas a partir de luminiscencia dan una edad mínima, que podría ser mayor debido a la proximidad de ambas muestras a la saturación del método. En el río Piedra (fig. 7.20) las muestras

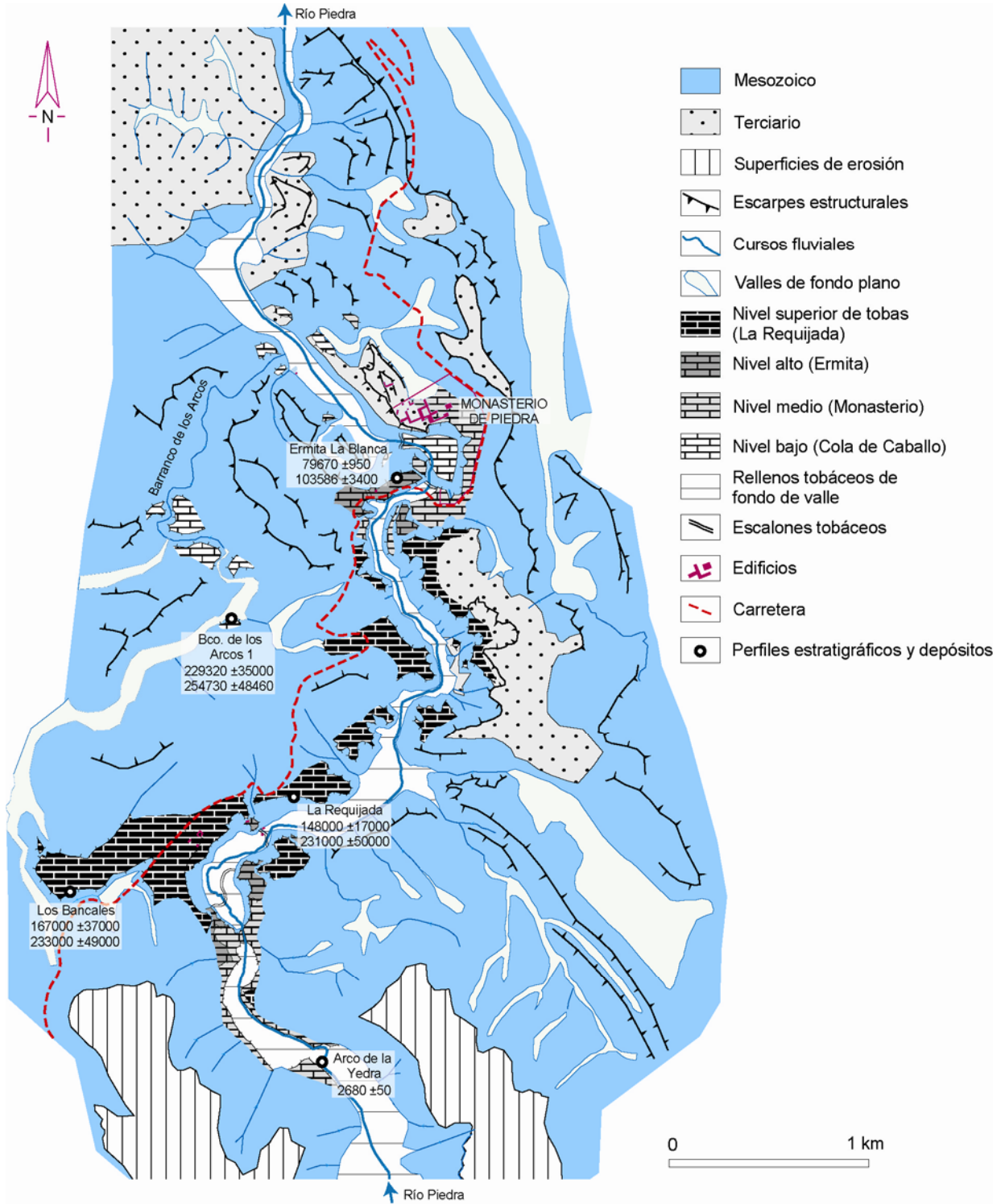


Figura 7.20: Cartografía de los niveles tobáceos realizada para el entorno del Monasterio de Piedra (río Piedra), ampliada de Arenas et al. (2004a). Se incluyen los resultados de las dataciones (en años).

analizadas se concentran en el entorno del Monasterio de Piedra, aguas arriba del mismo, como consecuencia de la agrupación de la mayor parte de los edificios tobáceos en este sector del río. Las dataciones proporcionan una edad máxima en torno a los 255000 años (perfil del Barranco de los Arcos 1) y una edad mínima de 2680 años (± 50) para una muestra del perfil del Arco de la Yedra, con valores intermedios entre ambos extremos (fig. 7.21). En la tabla de la figura 7.21 se indica para los diferentes depósitos tobáceos, el nivel cartográfico en que se incluyen y se propone una equivalencia de los depósitos con los estadios isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ diferenciados en sedimentos marinos cuaternarios (Shackelton y Opdyke, 1973; Williams *et al.*, 1988; Lea *et al.*, 2000). De esta forma, los depósitos más antiguos, Barranco de Los Arcos 1, se formarían dentro del estadio isotópico 7, seguramente en relación al máximo de los 240000 años; es probable que en este momento se generase el estadio 1 de La Requijada Sur (fig. 7.4). Algo más modernos serían los depósitos de Los Bancales y el estadio 2 de La Requijada Sur, que se formarían entre los estadios isotópicos 7 y 6. Ya en el estadio isotópico 5, se formarían los depósitos de la Ermita La Blanca (esta asignación se debería tomar con cautela debido a la inseguridad de las dataciones). Y por último, los depósitos del Arco de la Yedra habría que situarlos en relación al estadio isotópico 1.

Por otro lado, en la cartografía presentada por Arenas *et al.* (2004a) se diferencian cuatro niveles aterrazados de tobas fósiles, más los rellenos de fondo de valle actuales o sub-actuales (fig. 7.20). Al asignar las edades absolutas a los diferentes niveles que se han cartografiado en función de su situación topográfica, surgen posibles contradicciones con el criterio de ordenación temporal de terrazas, como puede verse en la figura 7.21. Los depósitos más antiguos, del Barranco de los Arcos, se corresponden con uno de los niveles inferiores (Nivel bajo), mientras que depósitos más modernos como los de La Requijada y Los Bancales (Nivel superior) y Ermita la Blanca (Nivel alto) se sitúan topográficamente más altos. Además, el perfil del Arco de la Yedra situado a 890 m (máxima altitud entre los perfiles del río Piedra), resulta tener la edad más moderna. Es por ello que no parece apropiado, al menos para el río Piedra, utilizar como criterio cronoestratigráfico una ordenación de los niveles tobáceos en función de su situación topográfica

Perfil	Edad	Nivel tobáceo	Estadio isotópico
Arco de la Yedra	2680 (± 50)	Fondo valle	MIS-1
Ermita La Blanca	79670 (± 950) ↔ 103586 (± 3400)	Nivel alto	MIS-5
La Requijada (estadio 2)	148000 (± 17000) ↔ 231000 (± 50000)	Nivel superior	MIS-6 a 7
Los Bancales	167000 (± 37000) ↔ 233000 (± 49000)		
Barranco los Arcos 1	229320 (± 35000) ↔ 254730 (± 48460)	Nivel bajo	MIS-7

Figura 7.21: Resumen de las dataciones realizadas en el río Piedra, con indicación del nivel tobáceo según la cartografía de Arenas *et al.* (2004a), y del estadio isotópico marino (según Shackelton y Opdyke, 1973; Williams *et al.*, 1988; Lea *et al.*, 2000).

Las dataciones obtenidas para el **Río Mesa** dan una edad en torno a los 99000 años para la base del perfil de Jesús Nazareno Este (fig. 7.14) y de aproximadamente 81000 años para el techo del perfil de las Casas de los Villarejos (fig. 7.16). En ambos casos las edades entran dentro del rango temporal del estadio isotópico 5, que se extiende entre los 71000 y 130000 años (Lea *et al.*, 2000).

A la vista de las dataciones parece que la mayor parte de los depósitos tobáceos presentes en los ríos Piedra y Mesa se formaron en relación a los estadios isotópicos 5 y 7, momento de gran actividad tobácea en España durante el Pleistoceno medio (Durán, 1989) y de características cálidas a nivel global. Sin embargo, también hay registro de desarrollo tobáceo en relación al estadio 6, caracterizado con clima fresco, pero para el cual ya se cita en la literatura científica que puede haber desarrollo tobáceo en la Península Ibérica (Durán, 1989; López Vera y Martínez Goytre, 1989; Valero-Garcés *et al.*, 2008).

8- SEDIMENTOLOGÍA

8.1- Introducción

8.2- Descripción de facies

8.2.1- Conglomerados lenticulares con estratificación cruzada (Glc)

8.2.2- Conglomerados lenticulares masivos (Glm)

8.2.3- Conglomerados desorganizados (Gd)

8.2.4- Areniscas lenticulares con estratificación cruzada (Alc)

8.2.5- Arenas y limos tabulares con laminación paralela (Ath)

8.2.6- Lutitas masivas (Lm)

8.2.7- Carbón (C)

8.2.8- Margas masivas (Mm)

8.2.9- Calizas oncolíticas (Co)

8.2.10- Calizas estromatolíticas (Ce)

8.2.11- Calizas bioclásticas de gasterópodos (Cbg)

8.2.12- Calizas de carofitas (Cc)

8.2.13- Calizas de tallos verticales (Ctv)

8.2.14- Calizas bioclásticas de tallos (Cbt)

8.2.15- Calizas de briofitas (Cbr)

8.2.16- Calizas de tallos colgantes (Ctc)

8.2.17- Espeleotemas (E)

8.3- Secuencias

8.4- Análisis de depósitos

8.4.1- Los Bancales

8.4.2- La Requijada

8.4.3- Barranco de los Arcos

8.4.4- Los Chorreaderos

8.4.5- Jesús Nazareno Este

8.4.6- Los Villarejos Norte

8.5- Modelo de sedimentación

8- SEDIMENTOLOGÍA

8.1- INTRODUCCIÓN

Como ya se ha comentado en el apartado de antecedentes, existen importantes depósitos de tobas en numerosos sectores de la Cordillera Ibérica. En muchos de los trabajos que se ocupan de ellos se tratan, en mayor o menor medida, aspectos sedimentológicos. Así, merece la pena citar los trabajos de Lozano *et al.* (1999) y Peña *et al.* (2000) realizados en el Maestrazgo, de Martínez-Tudela *et al.* (1986) en los Puertos de Beceite, de Sancho *et al.* (1997) en la Sierra de Albarracín, de Ordóñez y García del Cura (1983), Ordóñez *et al.* (1987) y López-Vera y Martínez-Goytre (1989) en el Alto Tajo y, por último, de Coloma *et al.* (1996) en áreas noroccidentales de la Cordillera Ibérica.

Existen, además, gran cantidad de trabajos que tratan de tobas fluviales, tanto actuales como fósiles, en distintas zonas de la Península Ibérica, como son la Cuenca del Ebro (Anadón y Zamarreño, 1981; Arenas *et al.*, 2000; Vázquez-Urbez *et al.*, 2002), la Cuenca de Madrid (Ordóñez y García del Cura, 1983), la Cuenca de Calatayud (Sanz-Rubio *et al.*, 1996), la Cuenca del Duero (Ordóñez y García del Cura, 1977; Armenteros, 1986), las Cordilleras Béticas (Díaz del Olmo *et al.*, 1992; Delannoy *et al.*, 1993; Torres *et al.*, 1994) y las Lagunas de Ruidera (Ordóñez *et al.*, 1997; Ordóñez *et al.*, 2005) entre otros lugares.

Como trabajos de síntesis, Ford y Pedley (1996) y Pentecost (1996) presentan una completa recopilación de sedimentos tobáceos y travertínicos en diversos ambientes de depósito de todo el mundo.

En el sector considerado en este estudio, el primer trabajo que hace referencia a aspectos sedimentológicos es el de Lerános *et al.* (1987), concretamente para los depósitos tobáceos fósiles del río Mesa, donde describen las facies más representativas (facies de tallos, de musgos, estromatolíticas, de oncoides, de gasterópodos y espeleotémica), así como un dispositivo sedimentario que explica la distribución de las facies en diferentes subambientes del río (fig. 6.5).

En trabajos realizados en los depósitos actuales del río Piedra (Arenas *et al.*, 2004a; Vázquez *et al.*, 2004) se diferencian distintos subambientes de formación de tobas reconocibles a lo largo del río, así como los distintos métodos utilizados para caracterizar las condiciones de sedimentación en cada subambiente. Concretamente, Arenas *et al.* (2004a) distinguen, en función de las características morfodinámicas y asociaciones de flora, una serie de subambientes fluviales (cauce con flujo rápido, represamientos y remansos, pequeños saltos y rápidos, cascadas, zonas de salpicadura y cuevas) ligados, en su mayoría, a la precipitación de carbonato en sustratos biológicos.

Para el desarrollo del presente capítulo, al igual que en el de sedimentología de los materiales Neógenos de la Cuenca del Ebro, el primer paso consiste en reconocer y describir las diferentes facies presentes. Esta descripción consta de dos partes: por un lado, comprende las características vistas en campo y muestra de mano, y por otro, las características microscópicas observadas mediante microscopio óptico y electrónico. Las texturas para los carbonatos siguen la clasificación de Dunham (1962) con las modificaciones propuestas por Embry y Klovan (1971). Una vez descrita cada facies se propone una interpretación de las condiciones de sedimentación.

Siempre que ha sido posible, las siglas para designar las facies han sido las mismas que para el Neógeno de Borja. A pesar de ello, ha sido necesario crear nuevas siglas para nombrar otras facies que no están presentes en el sector de Borja y son abundantes en los depósitos tobáceos de los ríos Piedra y Mesa. La primera letra de la sigla, en mayúscula, representa la litología. En el caso de los conglomerados, para distinguirlos de las calizas, se usa la letra G. Para las facies detríticas la segunda letra, en minúsculas, indica la geometría y la tercera la característica textural o estructural más relevante. Para las facies carbonatadas la segunda letra, y también la tercera cuando se requiere, indican los componentes texturales mayoritarios.

Las facies diferenciadas son:

- Facies Detríticas:
 - Glc: Conglomerados lenticulares con estratificación cruzada
 - Gtm: Conglomerados tabulares masivos
 - Gcd: Conglomerados cuneiformes desorganizados
 - Alc: Areniscas lenticulares con estratificación cruzada
 - Ath: Arenas y limos tabulares con laminación horizontal
 - Lm: Lutitas masivas
- Facies Organógenas:
 - C: Carbón
- Facies Carbonatadas:
 - Mm: Margas masivas
 - Co: Calizas oncolíticas
 - Ce: Calizas estromatolíticas
 - Cbg: Calizas bioclásticas de gasterópodos
 - Cc: Calizas de carofitas
 - Ctv: Calizas de tallos verticales
 - Cbt: Calizas bioclásticas de tallos
 - Cbr: Calizas de briofitas
 - Ctc: Calizas de tallos colgantes
 - E: Espeleotemas

En la tabla de la figura 8.1 aparecen resumidas las características principales de cada facies, así como su interpretación sedimentaria. Los símbolos utilizados en dicha tabla son los mismos que los de los perfiles estratigráficos (ver leyenda general, figura 2.4).

Una vez descritas e interpretadas las facies, se estudian las asociaciones de dichas facies en secuencias verticales simples que representan la superposición de diferentes subambientes relacionados lateralmente. El análisis sedimentológico se complementa con el estudio en detalle de

ciertos afloramientos. La recopilación de todo este material suministra la base para elaborar modelos de sedimentación que permitirán explicar la formación de estos depósitos.























FACIES	GEOMETRÍA	CARACTERÍSTICAS TEXTURALES	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y CONTENIDO BIOLÓGICO	INTERPRETACIÓN
Conglomerados lenticulares con estratificación cruzada Glc	Niveles lenticulares de hasta 1,25 m de potencia	Granostenoides , a veces  Clastos de carbonatos mesozoicos, de tobas cuaternarias y cuarcíticos. Matriz arenosa y cemento carbonatado	Físicas:  ,  ,  Post-sedimentarias: Restos fósiles:	Rellenos de canales fluviales y formación de barras con y sin frentes de avalancha en momentos de alta descarga
Conglomerados tabulares masivos Gfm	Paquetes tabulares (hasta 3 m) integrados por estratos tabulares o planoconvexos (0,15-1,15 m)	Granostenoides Clastos de carbonatos mesozoicos, de tobas cuaternarias, cuarcíticos y arenosos. Matriz arenosa y cemento carbonatado. Masivos o 	Físicas: Post-sedimentarias: ( , Fe) Restos fósiles:	Deslizamientos y desplomes en los bordes del sistema tobáceo. Colapso de cuevas
Conglomerados cuneiformes desorganizados Gcd	Depósitos cuneiformes o irregulares, caóticos, de hasta 10 m potencia	Matrizostenoides Clastos angulosos de origen local hasta tamaño bloque. Matriz de granos de carbonato	Físicas: Post-sedimentarias: Restos fósiles:	Desarrollo de barras arenosas y arenoso-conglomeráticas y relleno de canales
Areniscas lenticulares con estratificación cruzada Aic	Niveles lenticulares, a veces tabulares (0,10 a 2,25 m)	Grano carbonatado y silíceo. Tamaño medio a muy grueso con clastos dispersos	Físicas:  ,  Post-sedimentarias: Restos fósiles:  , 	Agradación en tramos del cauce de muy baja o nula pendiente, remansados por barreras
Arenas y limos tabulares con laminación horizontal Ath	Paquetes tabulares (hasta 5,50 m) integrados por niveles tabulares (0,01-0,55 m)	Grano carbonatado. Tamaño muy fino a medio y limo. No cementadas	Físicas:  ,  ,  Post-sedimentarias: (OO,  , Fe) Restos fósiles:  ,  ,  , 	Depósitos de desbordamiento y decantación en la llanura de inundación
Lutitas masivas Lm	Niveles tabulares y lenticulares de hasta 0,60 m potencia	Masivas de colores marrones y oceres (clastos dispersos de calizas cretácicas, tobas cuaternarias y cuarcíticas, ocasionales)	Físicas: Post-sedimentarias: Restos fósiles: ( , )	Áreas remansadas con etapas de anoxia en los fondos
Carbon C	Niveles tabulares y lenticulares de hasta 0,07 m. Asociados a Cbg y Cbt	Húmicos y sapropélicos con variable cantidad de carbonato y arcillas	Físicas: Post-sedimentarias: Restos fósiles:  , 	

Figura 8.1: Características principales de las facies detríticas y organógenas, así como una breve interpretación del ambiente sedimentario en el que se genera cada una. La leyenda de símbolos aparece en la figura 2.4.

CARBONATADAS				
Margas masivas Mm	Niveles tabulares de 0,01 a 0,60 m (excepcionalmente 4,5 m)	Masivas de color beige	Físicas: (===) Biológicas: Restos fósiles:	Decantación en zonas fluviales remansadas de carácter palustre
Calizas oncólíticas Co	Niveles tabulares, localmente lenticulares, de 0,10 a 1,30 m	Rudstones de oncólitos esféricos y cilíndricos Masivas o con evolución vertical grandodecreciente	Físicas: (zzz, w) Biológicas: Restos fósiles: ≠	Áreas fluviales activas donde se produce crecimiento y acumulación de oncólitos (barras con/sin frente de avalancha y lags en relleno de canales)
Estromatolitos Ce	Niveles tabulares y lenticulares (0,10-1,55 m) Relación lateral con Cbr	Boundstones microbianos. Depósitos laminados de calcita	Físicas: Biológicas: Restos fósiles: diatomeas	Sectores del cauce con flujo rápido, escalonado o bien áreas someras y tranquilas con precipitación de calcita bioinducida formando tapices
Calizas bioclásticas gasterópodos Cbg	Niveles tabulares y lenticulares de 0,02 a 0,35 m, agrupados en paquetes tabulares de hasta 3 m	Floatstones de gasterópodos y carofitas Ocasionalmente masivas	Físicas: =, w, (w) Biológicas: Restos fósiles: ≠	Áreas fluviales tranquilas y remansadas (canales inactivos o repesados) colonizadas por gasterópodos y/o carofitas
Calizas de carofitas Cc	Niveles lenticulares y tabulares con fuertes ondulaciones (0,06-0,95 m)	Boundstones de carofitas, verticales o tumbadas (alternan con niveles bioclásticos de gasterópodos)	Físicas: Biológicas: Restos fósiles:	
Calizas de tallos verticales Ctv	Forman parte de niveles tabulares y lenticulares de 0,10 a 5,25 m. Relación lateral con Cbt	Boundstones de tallos verticales formando empalizadas, con envueltas carbonatadas de 5-10 mm de espesor	Físicas: Biológicas: Restos fósiles: ≠	Zonas palustres con abundante vegetación hidrófila y precipitación de carbonato en la parte sumergida de la planta
Calizas bioclásticas tallos Cbt	Estratos tabulares y lenticulares (0,01-1,45 m), a veces agrupados en paquetes tabulares (hasta 9,35 m)	Rudstones y packstones de fragmentos de tallos desde mm a dm de largo, troncos e impresiones de hojas. Generalmente masivas	Físicas: (===, w) Biológicas: Restos fósiles:	Acción de avenidas que invaden las áreas palustres arrastrando fragmentos vegetales, incluyendo troncos y ramas que pueden formar representamientos
Calizas de briofitas Cbr	Cuerpos semidómicos (hasta 4,5 m), suma de niveles lenticulares escalonados (0,10-0,30 m)	Boundstones de tallos de musgos perpendiculares u oblicuos a la superficie de acumulación	Físicas: Biológicas: Restos fósiles: diatomeas	Cascadas y saltos donde se produce un desarrollo preferente de musgos, que son cubiertos de calcita
Calizas de tallos colgantes Ctc	Forman cortinas (hasta 2-3 m de alto). Relación lateral con Cbt y Cbr	Boundstones de tallos colgantes con envueltas carbonatadas laminadas o masivas	Físicas: Biológicas: Restos fósiles:	Calificación en torno a plantas hidrófilas colgantes en relación con cascadas. Rápido crecimiento horizontal que origina viseras
Espeleotemas E	Depósitos carbonatados en cavidades, con formas y dimensiones variables. Estalactitas y tapices laminados		Físicas: = Biológicas: Restos fósiles: cianobacterias	Cuevas desarrolladas bajo y/o detrás de cascadas. Se forman estalactitas, a veces a partir de tallos colgantes, y tapices microbianos

Figura 8.1 continuación: Características principales de las facies carbonatadas, así como una breve interpretación del ambiente sedimentario en el que se genera cada una. La leyenda de símbolos aparece en la figura 2.4.

8.2- DESCRIPCIÓN DE FACIES

8.2.1- Facies de Conglomerados lenticulares con estratificación cruzada (Glc)

Constituyen niveles de tonos beige, marrón y ocasionalmente gris, de geometría lenticular, con bases canaliformes y techos planos, o bien tabular con bases fuertemente irregulares. Su potencia varía de 0,25 a 1,25 m. Están integrados por estratos lenticulares de 0,25 a 1,05 m de espesor.

Son granosostenidos y granodecrecientes. Los clastos son poligénicos y heterométricos. Están compuestos por calizas micríticas, calizas tobáceas y cuarcitas:

- Clastos calcáreos procedentes de formaciones carbonatadas del mesozoico (40-70 %) de color beige y gris. Varían de angulosos a subredondeados y desde subesféricos a discoidales. Su centilo es variable de unos lugares a otros, oscilando entre 3 y 25 cm.
- Clastos de tobas cuaternarias (20-40 %) de color beige y ocre. Están constituidos por *packstones* y *rudstones* de tallos fragmentados, aunque pueden incluir otros componentes como gasterópodos y carofitas. Son subangulosos y subesféricos. El centilo es variable, llegando a alcanzar 18 cm en el perfil de La Requijada Sur 1. Aunque muy escasos, también se han encontrado fragmentos de tallos recubiertos por carbonato de varios centímetros de longitud.
- Clastos de cuarcita (10-30 %) de colores variados: blanco, rosa, ocre y gris. Varían entre subangulosos y subredondeados, y son subesféricos. El centilo es menor que para los tipos anteriores, siendo el máximo 3,5 cm.

La matriz es arenosa, con granos tanto carbonatados como silíceos de tamaño medio a grueso; localmente, se distingue matriz lutítica de tonos ocre y rojos. El cemento es carbonatado.

Los conglomerados presentan estratificación cruzada en surco (fig. 8.2A y B) y de relleno de canal en *sets* de espesor decimétrico. En algunos casos, estas estructuras son sustituidas por estratificación cruzada planar y estratificación paralela hacia el techo del paquete (fig. 8.2C). Todas estas estructuras están formadas por la alternancia de niveles de diferente granulometría que en muchos casos incluyen niveles de areniscas (fig. 8.2A, B y C).

Estos niveles conglomeráticos se han encontrado en los perfiles de La Requijada Sur 1, Barranco de los Arcos 1, Nuévalos Viejo y Casas de los Villarejos, situados en todos los casos próximos a la base de esos perfiles (figs. 7.5, 7.7, 7.11 y 7.16). En la mayoría de estos perfiles se reconocen como el relleno inicial de incisiones, bien sobre el sustrato mesozoico o sobre depósitos tobáceos previos. Están asociados en la vertical a areniscas de grano medio y grueso con estratificación cruzada, siendo las areniscas la litología predominante en algunos afloramientos. En estos casos, los conglomerados constituyen el relleno basal de los cuerpos lenticulares, mientras que el resto del nivel está formado por areniscas (tramo 12 del perfil de Requijada Sur 1 y tramo 1 del perfil de Casas de los Villarejos).

En algunas canalizaciones se ha observado la presencia de *boundstones* de tallos centimétricos creciendo en las zonas menos profundas. Estos tallos *in situ* aparecen tanto verticales como tumbados.

Interpretación:

La facies Glc representa un sistema de canales fluviales de baja sinuosidad y de barras conglomeráticas y conglomerático-arenosas con frentes de avalancha, generadas en momentos de alta descarga. La agradación de este sistema se produce tras una etapa de incisión vertical. La variada composición de los cantos indica la capacidad de erosionar formaciones mesozoicas, depósitos terciarios y plio-cuaternarios tipo glacis o raña, de los cuales se reciclan los clastos cuarcíticos, y también de edificios tobáceos cuaternarios generados previamente por el propio río.

Se trata de una facies común, ampliamente comentada en la bibliografía de sistemas fluviales (Bridge, 1993; Miall, 1996; López-Gómez y Arche, 1997; Mack y Leedor, 1999; Sánchez *et al.*, 2005; entre otros).

8.2.2- Facies de Conglomerados tabulares masivos (Gtm)

Estos materiales forman paquetes conglomeráticos de colores variados: marrones, ocre, beige, grises y cremas, con geometría tabular de 0,35 hasta 3,00 m de potencia, integrados por estratos tabulares que localmente pueden ser canaliformes (fig. 8.2D). Las bases y techos suelen ser planos, aunque en el caso de las bases, pueden ser cóncavas o presentar pequeñas canalizaciones de detalle. La potencia de estos estratos oscila entre 0,15 y 1,15 m. Ocasionalmente los estratos pueden presentar geometrías plano-convexas (fig. 8.2E).

Son granosostenidos. Los clastos son poligénicos y heterométricos. Están compuestos por calizas micríticas, cuarcitas, calizas tobáceas y, ocasionalmente, presentan clastos de cuarzo, arenisca y conglomerados.

- Clastos calcáreos procedentes de formaciones carbonatadas mesozoicas (30-100%) de color beige y gris. Varían de angulosos a redondeados y de subsféricos a planos. Su centilo es variable, oscilando entre 3 y 55 cm.
- Clastos cuarcíticos (0-40 %) de colores variados: blanco, granate, rosa, ocre y gris. Varían de angulosos a subredondeados, y son subsféricos. El centilo es de orden centimétrico, alcanzando valores máximos de 15 cm. En algunas ocasiones, los clastos cuarcíticos presentan un fino recubrimiento de carbonato.
- Clastos de tobas cuaternarias. No siempre aparecen, pero cuando lo hacen pueden llegar a ser mayoritarios (0-50%). Son beige y ocre. Están constituidos por *packstones* y *rudstones* de tallos fragmentados, aunque pueden incluir gasterópodos y carofitas. Son subangulosos y su centilo alcanza valores máximos de 65 cm.
- Por último, en algunos niveles se han encontrado clastos de cuarzo, arenisca y conglomerados, muy escasos y con un centilo de pocos centímetros.

La matriz es arenosa tanto de granos carbonatados como silíceos, de grano medio a grueso, llegando frecuentemente a ser microconglomerática. Excepcionalmente, la matriz puede ser lutítica y limosa. El cemento es carbonatado.

Estos depósitos conglomeráticos carecen de estructuras sedimentarias internas (fig. 8.2D y E), aunque, en ocasiones, se organizan según niveles horizontales de diferente granulometría, originando secuencias grava-gravilla, grava-arena o gravilla-arena de potencia centimétrica. La evolución vertical de estos conglomerados es compleja, en unos casos es granodecreciente (fig. 8.3D), en otros granocreciente y, en ocasiones, no muestra evolución definida (fig. 8.2 E).

Algunos de los niveles conglomeráticos presentan a techo depósitos de calizas tobáceas formadas por *packstones* de tallos de carofitas (tramo 3 del perfil de La Requijada Sur 0, fig. 7.3). En este mismo tramo se ha desarrollado una fina patina ferruginosa.

Esta facies está presente en los perfiles de La Requijada Sur 0, Barranco de Los Arcos 1 y 2, Nuévalos Viejo y Jesús Nazareno Oeste, siempre dentro de la primera mitad del perfil (figs. 7.3, 7.7, 7.8, 7.11 y 7.12).

Interpretación:

La facies Gtm representa depósitos de barras, en este caso sin desarrollo de frentes de avalancha, durante momentos de alta descarga de un sistema fluvial de baja sinuosidad. Como se ha visto en la descripción, en ocasiones los depósitos aparecen organizados según secuencias granodecrecientes grava-gravilla y grava-arena, propias del crecimiento vertical de barras en sucesivos episodios de flujo. Depósitos con estas características han sido ampliamente descritos en el contexto de sistemas fluviales entrelazados con elevada capacidad de desplazamiento lateral (Willians y Rust, 1969; Rust, 1978; Ramos y Sopeña, 1983; Pérez, 1989; Colmenero *et al.*, 1996; Bristow y Best, 1993; Pérez y Villena, 1996; entre otros).

Por otro lado, la presencia de depósitos de calizas tobáceas en el techo de algunos niveles conglomeráticos permite distinguir el fin de la actividad del sistema detrítico.

8.2.3- Facies de Conglomerados cuneiformes desorganizados (Gcd)

Estos materiales forman paquetes de colores beige y ocres, con geometría cuneiforme, irregular o lenticular (fig. 8.2F), de hasta 10 m de potencia. Volumétricamente son poco importantes; solamente se han encontrado en La Requijada.

Los clastos están soportados por la matriz. Son monogénicos y muy heterométricos, formados por calizas procedentes de formaciones mesozoicas o de los propios edificios tobáceos cuaternarios. Son angulosos, varían entre planos y subesféricos y su centilo es variable, alcanzando el tamaño de bloques métricos (fig. 8.2G).

La matriz es arenosa y microconglomerática de grano carbonatado; el cemento carbonatado es escaso.

Carecen de estructuras sedimentarias internas y no presenta evolución vertical definida.

Esta subfacies es minoritaria y sólo se ha reconocido en el paraje de La Requijada (fig. 7.4 y 8.23), formando varios niveles conglomeráticos constituyendo intercalaciones dentro de la sucesión carbonatada. Se pueden situar tanto al inicio del edificio tobáceo como próximos a su techo.

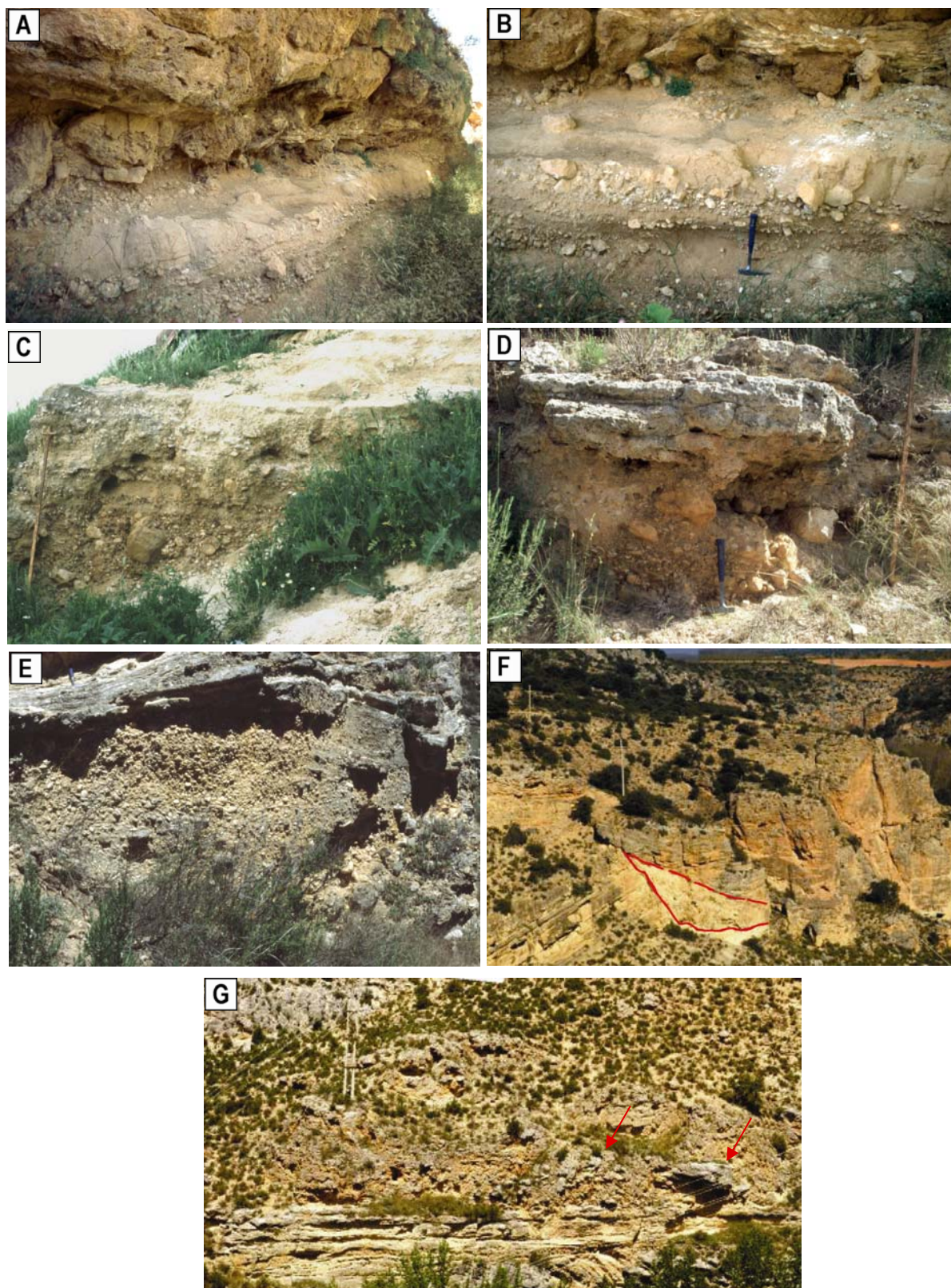


Figura 8.2 : Aspecto de campo de las facies conglomeráticas. A, B y C: facies de Conglomerados lenticulares con estratificación cruzada (Glc), en A y B aparecen asociados a areniscas, facies Alc; D y E: facies de Conglomerados tabulares masivos (Gtm) que muestran clastos con diferente grado de heterometría; F y G: facies de Conglomerados cuneiformes desorganizados (Gcd), en F se muestra su geometría cuneiforme, mientras que en G se señalan algunos bloques que alcanzan tamaños de orden métrico.

Interpretación:

Esta facies se ha relacionado con desplomes o deslizamientos de laderas de pendiente acentuada que limitan el sistema tobáceo. Sus depósitos suponen una invasión de dicho sistema con acumulación caótica del material caído. Facies similares interpretadas como flujos de derrubios han sido descritas por González-Martín *et al.* (1987) y García-García y Nieto (2005).

En otras ocasiones, estos conglomerados se han asociado al colapso de cuevas: es frecuente la formación de cavidades y cuevas debajo de las cascadas con briofitas, que se van ampliando debido al avance frontal de la barrera y que pueden llegar a hundirse a causa del peso del sedimento acumulado por encima de la cueva.

8.2.4- Facies de Areniscas lenticulares con estratificación cruzada (Alc)

Constituyen niveles de colores grises, beige, ocre y marrones, lenticulares y tabulares con las bases cóncavas e irregulares y los techos planos, cuya potencia oscila entre 0,10 y 2,25 m (fig. 8.3A). Estos niveles están integrados por estratos también lenticulares y tabulares con potencias entre 0,10 y 0,50 m. Excepcionalmente, se ha distinguido pequeñas canalizaciones de detalle en la base de los estratos (tramo 2 del perfil de La Rinconada, fig. 7.17).

El tamaño de grano oscila de medio a muy grueso, aunque también puede ser fino. Los granos son carbonatados (fig. 8.3C) con proporciones variables de granos silíceos según el afloramiento. En el perfil de La Requijada Sur 1, las areniscas asocian fragmentos de tallos dispersos, escasos bivalvos y un nivel irregular de oncolitos esféricos y subcilíndricos de hasta 7 cm de longitud y 2 cm de diámetro. En el resto de los afloramientos no se han encontrado estos componentes. Frecuentemente estos depósitos arenosos comienzan con un nivel conglomerático en la base de los estratos. La escasa matriz presente es lutítica. Están poco cementadas.

Muestran estratificación cruzada en surco en *sets* poco potentes, desde 3-4 cm hasta máximo 30 cm (fig. 8.3A y B). En ocasiones, son masivas y más raramente presentan estratificación cruzada planar en *sets* de hasta 30-35 cm, originada por la alternancia de niveles arenosos y conglomeráticos (parte inferior del tramo 1 del perfil de Casas de los Villarejos, fig. 7.16).

Los afloramientos de esta facies se presentan como masas, frecuentemente asociadas a la facies de Conglomerados con estratificación cruzada (fig. 8.2A y B). Aparecen en los perfiles de La Requijada Sur 1, Barranco de los Arcos 1, Casas de los Villarejos y La Rinconada (figs. 7.5, 7.7, 7.16 y 7.17).

Interpretación:

Esta facies se interpreta como generada en cursos fluviales someros que transportan arenas de granos carbonatados y/o silíceos. Estos canales se rellenan principalmente por acrecimiento vertical debido a la migración de *megaripples* dunados por el fondo de los propios canales o bien, cuando la facies de areniscas con estratificación cruzada aparece asociada a conglomerados, a la migración de dunas de arena por el techo de las barras conglomeráticas, en momentos de

decrecimiento de la energía del flujo.

La facies de Areniscas lenticulares con estratificación cruzada es una facies frecuente en sistemas fluviales arenosos entrelazados (Williams y Rust, 1969; Miall, 1996; López-Gómez y Arche, 1997; Meléndez y López-Gómez, 2003; Sánchez *et al.*, 2005).

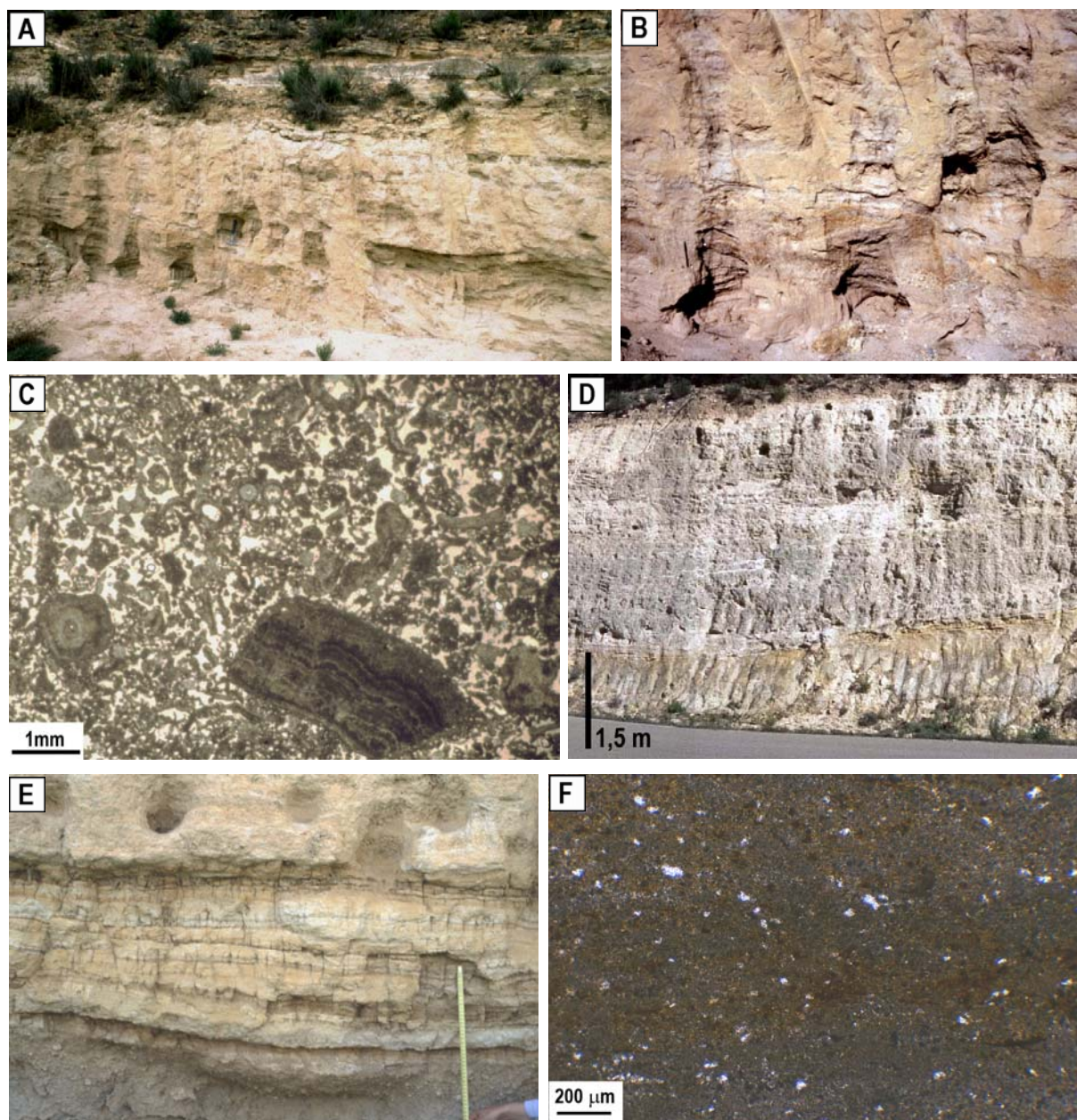


Figura 8.3: Aspecto de campo y microscopio óptico de las facies arenosas. A y B: facies de Areniscas lenticulares con estratificación cruzada (Alc), en B aparecen finas pasadas de gravas, facies Glc; C: aspecto de microscopio óptico de la facies Alc, donde se aprecian oncolitos, fragmentos fitoclasticos y estromatolíticos; D y E: depósitos laminados pertenecientes a la facies de Arenas y limos tabulares con laminación horizontal (Ath); F: aspecto de microscopio óptico de la facies Ath, donde se distinguen granos de cuarzo dispersos entre los carbonatados.

8.2.5- Facies de Arenas y Limos tabulares con laminación horizontal (Ath)

Los depósitos de estas facies forman paquetes arenosos y limosos de color beige, ocre, gris y blanco, menos frecuentes son los tonos marrones, rojizos y naranjas. Constituyen cuerpos tabulares a escala de afloramiento con potencias que oscilan entre 0,20 y 5,45 m, integrados por estratos también tabulares con bases y techos planos, localmente ondulados, y espesores de 0,01 a 0,55 m.

En esta facies se incluyen arenas y limos de grano carbonatado, ocasionalmente se ha reconocido algún nivel silíceo (tamos 1 y 3 del perfil de Nuévalos Viejo, fig. 7.11). Las arenas son de grano medio a muy fino, aunque también pueden ser gruesas. Entre los granos carbonatados es frecuente diferenciar fragmentos milimétricos de tallos, algunos pertenecientes a carofitas, gasterópodos enteros, escasos bivalvos; así mismo, existen impresiones de hojas y niveles de acumulación de materia orgánica. En microscopio óptico esta facies se caracteriza por la presencia de granos de carbonato micrítico, acompañados por gran cantidad de tallos de carofitas en muchos casos fragmentados y deformados por aplastamiento, gasterópodos enteros y/o rotos, bioclastos no identificables por su alta fragmentación, así como granos de cuarzo dispersos en unos casos o acumulados en finos niveles en otros (diámetro máximo de los granos de cuarzo: 50 μm). Entre los granos aparecen masas carbonatadas que pueden incluir formas filamentosas microbianas dispersas o formando ramilletes de hasta 0,5-0,7 mm de altura. La matriz micrítica es muy escasa.

Esta facies presenta laminación paralela, en algunos casos ondulada, formada por la alternancia de láminas y estratos de pocos centímetros con diferente granulometría y/o abundancia de componentes fósiles. En ocasiones presentan laminación de bajo ángulo y *ripples* simétricos o carecen de estructuras sedimentarias internas.

Excepcionalmente, se ha distinguido la presencia de nódulos carbonatados esféricos de 2-3 cm de diámetro situados en la parte superior de los estratos (tramo 1 del perfil de Jesús Nazareno Oeste, fig. 7.14), así como la aparición de pátinas ferruginosas en el techo de algunos niveles (tramo 2 del perfil de los Villarejos Norte, fig. 7.15).

Esta facies aparece en los perfiles de La Requiada Sur 0 y 1, Nuévalos Viejo, Jesús Nazareno Oeste y Villarejos Norte (figs. 7.3, 7.5, 7.11, 7.12 y 7.15).

Interpretación:

Se interpreta como generada por agradación en tramos del cauce de baja o nula pendiente donde el agua está remansada por barreras. En estas zonas del cauce se acumularía la arena, fundamentalmente carbonatada, arrastrada por el río junto con fragmentos de tallos y hojas de macrofitas y fragmentos de carofitas. La presencia de abundantes gasterópodos enteros en algunos niveles de arenas y limos indicaría condiciones de aguas tranquilas, remansadas, donde vivirían estos organismos y donde sus frágiles conchas se acumularían sin romperse.

Facies similares con la denominación de tobas detríticas (*intraclast tufa*) han sido atribuidas a la erosión de depósitos tobáceos y posterior acumulación del sedimento en áreas lacustres anteriores y posteriores a las barreras tobáceas o bien en el fondo de ciertos sectores del cauce fluvial (Ordóñez y García del Cura, 1983; Pedley, 1990; García del Cura *et al.*, 1997).

8.2.6- Facies de Lutitas masivas (Lm)

Esta facies se presenta como finos niveles de color marrón, ocre, gris y beige y, en ocasiones, rojizos y negros. Constituyen estratos tabulares y lenticulares de 0,05 a 0,60 m de potencia.

Contienen clastos dispersos de calizas micríticas mesozoicas, cuarcitas y calizas tobáceas de hasta 4-5 cm. En otras ocasiones, presentan fragmentos de tallos centimétricos, gasterópodos y fragmentos carbonosos.

Carecen de estructuras sedimentarias internas.

Se ha reconocido en los perfiles del Arco de la Yedra, Barranco de los Arcos 1 y 2, Casas de los Villarejos y La Rinconada (figs. 7.2, 7.7, 7.8, 7.16 y 7.17). Se asocian a la facies de Conglomerados con estratificación cruzada, o bien aparecen intercaladas dentro de las sucesiones formadas por las facies de Calizas bioclásticas de tallos, bioclásticas de gasterópodos y oncolíticas, facies éstas que se describen más adelante.

Interpretación:

Esta facies se ha interpretado tradicionalmente como generada en los sectores inactivos de los sistemas fluviales, depositada en momentos de desbordamiento en la llanura de inundación. En algunos casos, durante las avenidas, pueden llegar a estas áreas del sistema fluvial clastos de varios centímetros que quedarían incluidos entre las lutitas.

Es frecuente que en estas zonas esporádicamente inundadas se acumulen hojas y tallos de macrofitas a partir de los cuales se generarían restos carbonosos mientras la lámina de agua impidiera la oxidación de la materia orgánica.

8.2.7- Facies de Carbón (C)

Los niveles carbonosos presentan colores oscuros: negros, grises y marrones. Se disponen en niveles tabulares (fig. 8.4) y lenticulares con bases y techos planos o suavemente ondulados y potencias máximas de 0,07 m y hasta 10-15 cm en el corte de la carretera cerca de Nuévalos.



Se trata de carbones de tipo húmico y sapropélico que incluyen cantidades variables de calcita (hasta 40 %), de cuarzo (hasta 35 %) y de minerales de la arcilla (hasta 25%). En el perfil del Arco de la Yedra (fig. 7.2 y 8.4), donde domina el carbón sapropélico, se ha visto que los niveles pueden incluir ocasionalmente gasterópodos enteros. En el resto de los perfiles se trata de carbón húmico, en el que se han podido reconocer

Figura 8.4: Aspecto de campo de la facies de Carbón en el perfil del Arco de la Yedra, donde alterna con la facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos.

fragmentos carbonosos vegetales de varios milímetros.

Además de los niveles de carbón, se han reconocido restos carbonosos procedentes de hojas y tallos de macrofitas incluidos en las facies de lutitas (Lm), margas (Mm) y arenas y limos (Ath).

Carecen de estructuras sedimentarias internas.

Es una facies escasa que se ha diferenciado en el perfil del Arco de la Yedra (fig. 7.2), donde es relativamente abundante, y como niveles anecdóticos en los perfiles del Barranco de los Arcos 1, Nuévalos Viejo y Jesús Nazareno Oeste (figs. 7.7, 7.11 y 7.12). Se reconoce también en la carretera de Nuévalos a Alhama de Aragón, en la margen izquierda del río Piedra. Estos niveles aparecen asociados a las facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos y de tallos, así como a las Calizas de tallos verticales.

Interpretación:

Esta facies indica la existencia de áreas encharcadas, con un cuerpo de agua somero con etapas de anoxia en los fondos, o de suelos permanentemente encharcados, sin drenaje, de tipo turbera. En función del tipo de materia orgánica que se acumulase o que se desarrollara en estas zonas se formarían carbones sapropélicos, caso de formarse a partir de fitoplancton, o carbones húmicos cuando se acumularan restos de hojas y tallos de plantas superiores.

8.2.8- Facies de Margas masivas (Mm)

Las margas presentan colores variados, blancos, cremas, beige, grises y marrones. Volumétricamente son minoritarias con respecto al resto de las facies carbonatadas. Se disponen en estratos tabulares con bases y techos planos o bien ondulados adaptándose a la geometría de los niveles calizos supra e infrayacentes, como en el perfil de La Rinconada (tramos 1 y 3, fig. 7.17). La potencia de estos estratos oscila entre 0,01 y 0,60, con la excepción del perfil de La Requijada Sur 1 donde aparece un potente paquete de 4,35 m de espesor.

La composición mineralógica de esta facies consiste en calcita (entre 70 y 80%), con cantidades variables de cuarzo (10-20%) y de minerales de la arcilla (hasta 10%). En la muestra RS-1-7 se han reconocido pequeñas proporciones de dolomita (3%). No se trata, pues, de margas propiamente dichas, pero se mantiene la utilización del término marga debido a su aspecto de campo.

Localmente, contienen gasterópodos enteros y fragmentos de conchas no identificables, así como restos carbonosos dispersos.

Mayoritariamente carecen de estructuras sedimentarias internas; sólo en el perfil de La Requijada Sur 1 se ha distinguido fina laminación paralela (fig. 7.5).

Aparecen en los perfiles de La Requijada Sur 0, 1 y 2, y La Rinconada (figs. 7.3, 7.5, 7.6 y 7.17), intercaladas en sucesiones calcáreas y, concretamente, alternando con *boundstones* de tallos verticales (facies Ctv), *rudstones* de fragmentos de tallos (facies Cbt) y *packstones* de carofitas y gasterópodos (facies Cbg).

Interpretación:

La facies de margas representa la sedimentación por decantación en cuerpos de aguas remansadas y tranquilas. La práctica ausencia de laminación, la presencia de gasterópodos y de fragmentos carbonosos, así como la asociación de esta facies con otras de carácter palustre, sugiere que el desarrollo de las margas se produciría en zonas encharcadas y someras, marginales al sistema fluvial activo o bien en tramos de nula pendiente represados por barreras que constituirían áreas similares a pequeños lagos.

8.2.9- Facies de Calizas oncolíticas (Co)

Esta facies se presenta formando cuerpos de color marrón y ocre, pero también con tonos blancos, beige y rojizos. Forman niveles tabulares (fig. 8.5A y B), localmente lenticulares, con bases y techos planos o irregulares y potencias que oscilan entre 0,10 y 1,30 m. En ocasiones, presentan canalizaciones de hasta 0,35 m de profundidad en la base de los estratos (fig. 8.5C).

La composición mineralógica de esta facies esta formada por calcita, esporádicamente presenta pequeñas proporciones de cuarzo (hasta 1%).

Texturalmente son *rudstones*, localmente *packstones*, de oncolitos, acompañados de fragmentos de tallos, algunos reconocidos como carofitas, y escasos clastos subangulosos formados por calizas mesozoicas (hasta 1 cm). Los oncolitos presentan formas variadas desde esféricos hasta cilíndricos (fig. 8.5D), en función de la forma de la partícula a partir de la cual se desarrollan. Sus

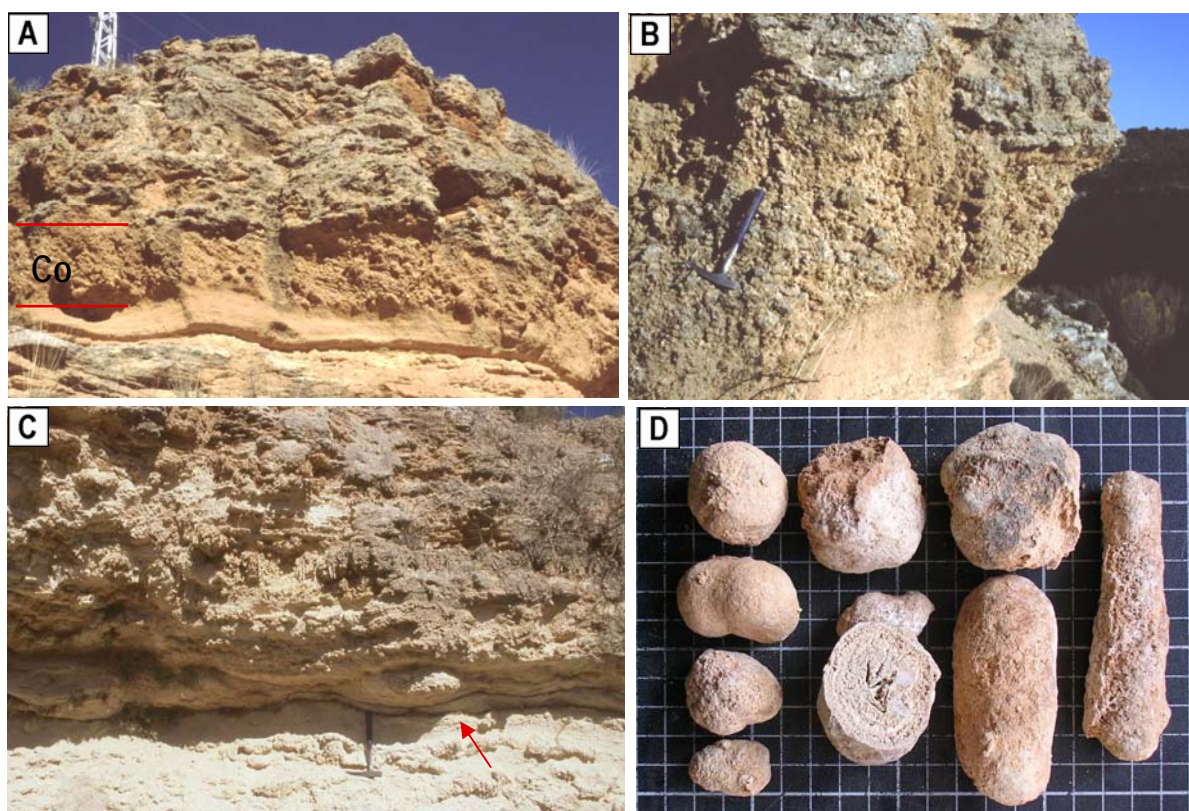


Figura 8.5: Aspecto de campo y de muestra de mano de la facies de Calizas oncolíticas. A y B: depósitos tabulares de oncolitos entre otras facies carbonatadas, en ambas imágenes se aprecia estratificación cruzada planar; C: pequeñas canalizaciones en la base del estrato rellenas por oncolitos; D: diferentes geometrías de oncolitos (cuadrícula de 1 cm²).

dimensiones alcanzan longitudes máximas de 8-10 cm y diámetros máximos de 6 cm. Sin embargo, en el perfil de Jesús Nazareno Oeste (fig. 7.12) se han distinguido varios niveles con ooides esféricos cuyo diámetro no superaba 0,2 cm (fig. 8.6A).

En la mayoría de las secciones de oncolitos estudiadas se observa que el espesor de la envuelta carbonatada es mayor que el del núcleo; no obstante, y de forma excepcional, se han reconocido casos donde se hablaría de granos con envuelta, debido a que el diámetro de la partícula que hace de núcleo es claramente mayor que el espesor de la envuelta carbonatada que lo recubre. El grosor de estas envueltas es variable, entre 0,1 y 1,6 cm; están formadas por la alternancia de láminas concéntricas claras y oscuras de 1-2 mm de espesor. Estas láminas son bastante continuas, en algunos casos mantienen el espesor a lo largo de todo el oncolito, pero en otros casos existe una fuerte asimetría con engrosamiento de las láminas en una zona del oncolito. En cuanto a la forma de las láminas, éstas suelen ser lisas, con ondulaciones producidas al adaptarse a la forma del núcleo sobre el cual se disponen o incluso presentan formas cóncavas y columnares. En ocasiones entre las láminas se ha observado la presencia de granos detríticos.

Otro componente de esta facies, comparativamente menos abundante, son los fragmentos de envueltas carbonatadas de tallos de macrofitas y de carofitas; presentan dimensiones desde milimétricas hasta 1-4 cm de longitud.

Mayoritariamente esta facies carece de estructuras sedimentarias internas, aunque en ocasiones los niveles oncolíticos presentan estratificación cruzada planar formando *sets* de hasta 1,30 m (fig. 8.5A y B), mientras que en otras situaciones se trata de estratificación cruzada en surco que rellena pequeñas canalizaciones en la base de los estratos.

Aparece en los perfiles de La Requijada Sur 1, 2, Barranco de los Arcos 2, Nuévalos Viejo, Jesús Nazareno Oeste y La Rinconada y en el depósito de Los Bancales (figs. 7.5, 7.6, 7.8, 7.11, 7.12, 7.17 y 8.24), siendo en todos ellos una facies poco abundante. La facies Co se asocia mayoritariamente a *rudstones* y *packstones* de fragmentos de tallos (facies Cbt), pero también a la facies de Areniscas con estratificación cruzada (Alc).

Características Microscópicas

En el microscopio óptico la textura varía desde *packstones* a *rudstones*. Los constituyentes más abundantes de estas texturas son los oncolitos (fig. 8.6A); además, aparecen granos con envuelta, fragmentos de tallos e intraclastos micríticos. Los componentes esqueléticos, muy escasos, comprenden gasterópodos (enteros o fragmentados) y bioclastos no identificables. En algunas láminas delgadas, además, se han diferenciado escasos clastos de cuarzo dispersos (1-2 %).

La matriz es micrítica de aspecto grumoso, en ocasiones recristalizada a microesparita, y contiene filamentos micríticos pardos y negros dispersos.

Los oncolitos están formados por la alternancia de láminas oscuras de micrita con otras más claras de esparita, microesparita e incluso localmente de micrita (fig. 8.6B). El número de envueltas es variable. La mayoría de los oncolitos presentan un número de envueltas que oscila entre 2-4 y 12-15 láminas. En cuanto a su espesor, hay que señalar que, como norma general, las láminas oscuras son más finas que las claras; los grosores mínimos son 200 μm y los máximos 700 μm a 3 mm.

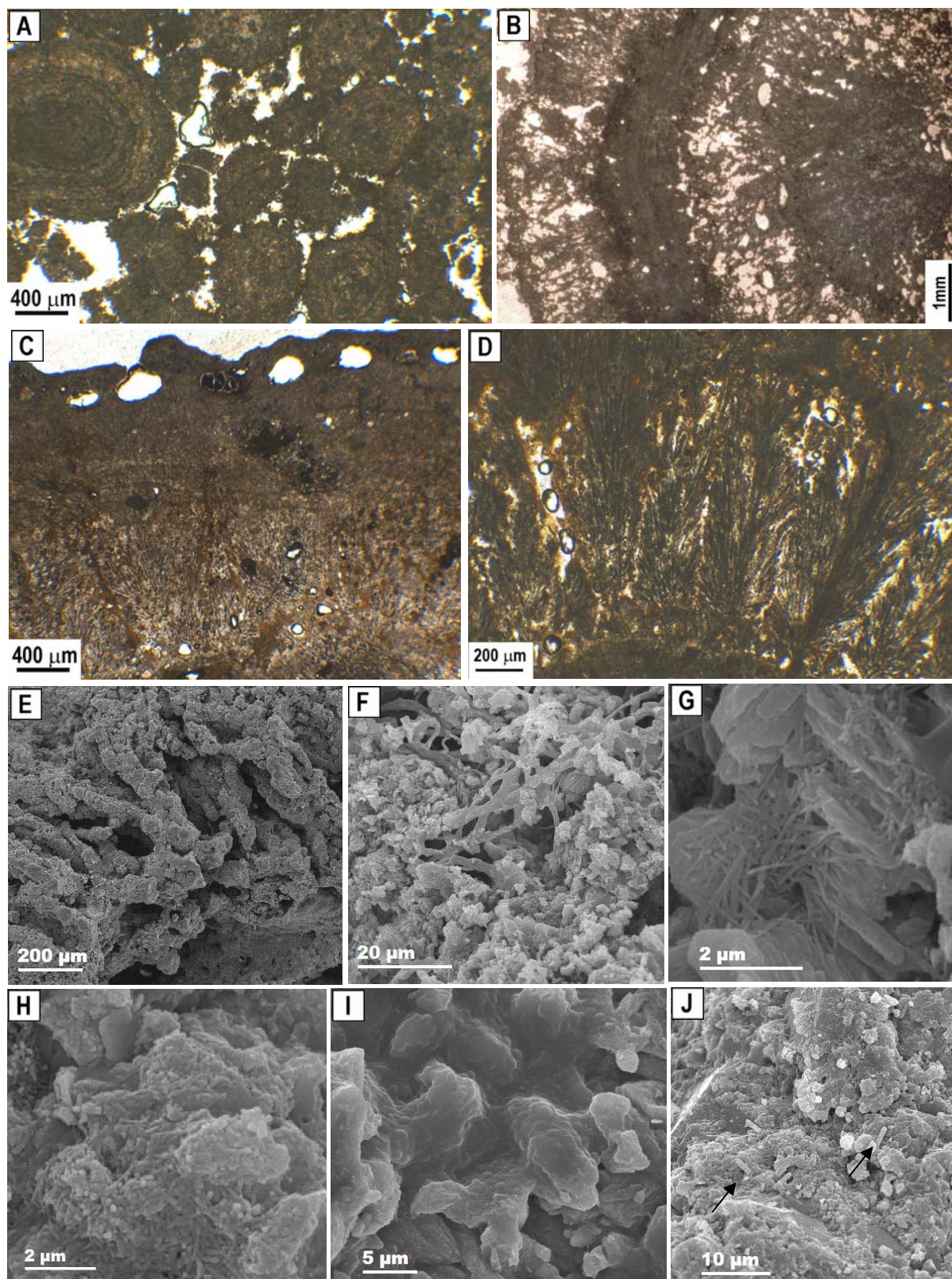


Figura 8.6: Aspecto de microscopio óptico y electrónico de la facies de Calizas oncolíticas. A: packstones de ooides y oncolitos esféricos en el perfil de Jesús Nazareno Oeste; B: detalle de la laminación, se diferencian láminas densas y oscuras de otras porosas y claras; C y D: varios aspectos de formas filamentosas, además en C (parte superior) se reconocen cavidades ovaladas atribuidas a larvas de insectos; E: tubos carbonatados; F: filamentos calcitizados entrecruzados e incluidos en el sedimento micrítico; G y H: diferentes morfologías microbianas (posiblemente bacterianas); I: mucílago con hemisferas bacterianas; J: diatomeas pennadas dispersas entre la micrita.

En la mayoría de los oncolitos, en microscopio óptico, se han observado formas filamentosas micríticas subperpendiculares a la laminación (fig. 8.6B, C y D), tanto en las láminas claras como en las oscuras, siendo en estas últimas un empaquetamiento compacto de filamentos paralelos entre sí (fig. 8.6B y C) o bien constituyendo formas arbustivas (fig. 8.6D) o distribuciones en abanico; a veces estas láminas están formadas exclusivamente por los filamentos micríticos, originando así zonas más porosas. Por otro lado, en las láminas claras los filamentos son menos abundantes, pero también constituyen formas arborescentes. Las formas filamentosas alcanzan alturas de hasta 1-1,5 mm y diámetros de entre 30 y 100 μm . En ocasiones, entre grupos de láminas se han diferenciado acumulaciones irregulares de intraclastos carbonatados y clastos de cuarzo angulosos de hasta 400-500 μm .

En algunos oncolitos se han diferenciado cavidades ovaladas (fig. 8.6B y C) con su eje mayor orientado paralelamente a la laminación y con dimensiones de hasta 300-400 μm de altura y de 600-900 μm de longitud, que recuerdan los huecos dejados por ciertas larvas de insectos.

Varias muestras de oncolitos han sido observadas en microscopio electrónico de barrido, lo que ha permitido diferenciar dos tipos de morfologías filamentosas por su tamaño y disposición: el primero y más abundante consiste en un tubo carbonatado (micrita) que rodearía al filamento propiamente dicho, el cual no está presente (fig. 8.6E). Presenta diámetros que oscilan entre 25 y 60 μm , pero que puede alcanzar hasta 100 μm , y longitudes visibles de 400 a 600 μm . El interior hueco es de 10-15 μm de diámetro. Estos cuerpos cilíndricos huecos se disponen paralelos entre sí y perpendiculares o subperpendiculares a la laminación.

La segunda morfología de filamentos, menos abundante, no presenta recubrimiento carbonatado, sino que se trata de los filamentos calcitizados que aparecen incluidos en el sedimento carbonatado, curvados y entrecruzados (fig. 8.6F). Sus diámetros oscilan entre 2 y 3 μm hasta 8-10 μm y longitudes visibles de 50-60 μm .

Además de los cuerpos filamentosos, se ha reconocido la presencia de bacterias con diferentes morfologías (figs. 8.6G y H): esféricas tipo coco (diámetros de 0,1 a 0,4 μm), cilíndricas tipo bacilo (longitud de 1,30 a 1,60 y diámetros de 0,30 a 0,50 μm), ovaladas con la zona central invaginada (longitudes de 4-5 μm y diámetros de 0,7-1,0 μm) y, por último, recubrimientos de origen orgánico (fig. 8.6I).

Se han diferenciado diatomeas pennadas (fig. 8.6J) de entre 2 y 4 μm de longitud, muy escasas, pero presentes en las láminas densas de algunos oncolitos.

Interpretación

Esta facies se interpreta como formada en áreas fluviales activas donde se produce el crecimiento y desarrollo de los oncolitos, así como su posterior acumulación formando barras con o sin frente de avalancha. En otros casos, solamente aparece como un depósito residual en la base de los canales que posteriormente son rellenados con fitoclastos de procedencia variada.

La presencia de formas microbianas en las envueltas carbonatadas atribuibles a cianobacterias, algas y bacterias indica que la precipitación del carbonato en los oncolitos se produjo favorecida por la actividad fotosintética de estos organismos. No obstante, hay que señalar que la

precipitación del carbonato también está condicionada por factores físico-químicos como es la degasificación mecánica por efecto de la agitación o turbulencia del agua.

Si bien se trata de una facies ampliamente citada en la literatura relativa a sedimentación tobácea (Schäfer y Staff, 1978; Ordóñez y García del Cura, 1983; Pedley *et al.*, 1996; Ford y Pedley, 1996; Sanz-Rubio *et al.*, 1996; Pentecost, 2005; Hägele *et al.*, 2006; Arenas *et al.*, 2007a, entre otros trabajos), son muchos los ejemplos de formaciones tobáceas donde la facies oncolítica es escasa o incluso no se ha reconocido (Martínez-Tudela *et al.*, 1986; Sancho *et al.*, 1997; Merz-Preiß y Riding, 1999; Andrews *et al.*, 2000; Peña *et al.*, 2000; Ordóñez *et al.*, 2005; González *et al.*, 2006), generalmente esta situación se da en sistemas fluviales encajados, con pendiente relativamente alta y desarrollo de barreras (Arenas *et al.*, en prensa).

8.2.10- Facies de Calizas estromatolíticas (Ce)

Las Calizas estromatolíticas son de color marrón y ocre, más ocasionalmente, pueden ser beige y blancas. Forman paquetes tabulares y lenticulares con bases y techos planos, suavemente ondulados y, en ocasiones, escalonados, en cuyo caso el conjunto muestra cierta inclinación (fig. 8.7A, B y C) que revela la pendiente original del depósito. Su potencia oscila entre 0,10 y 1,55 m.

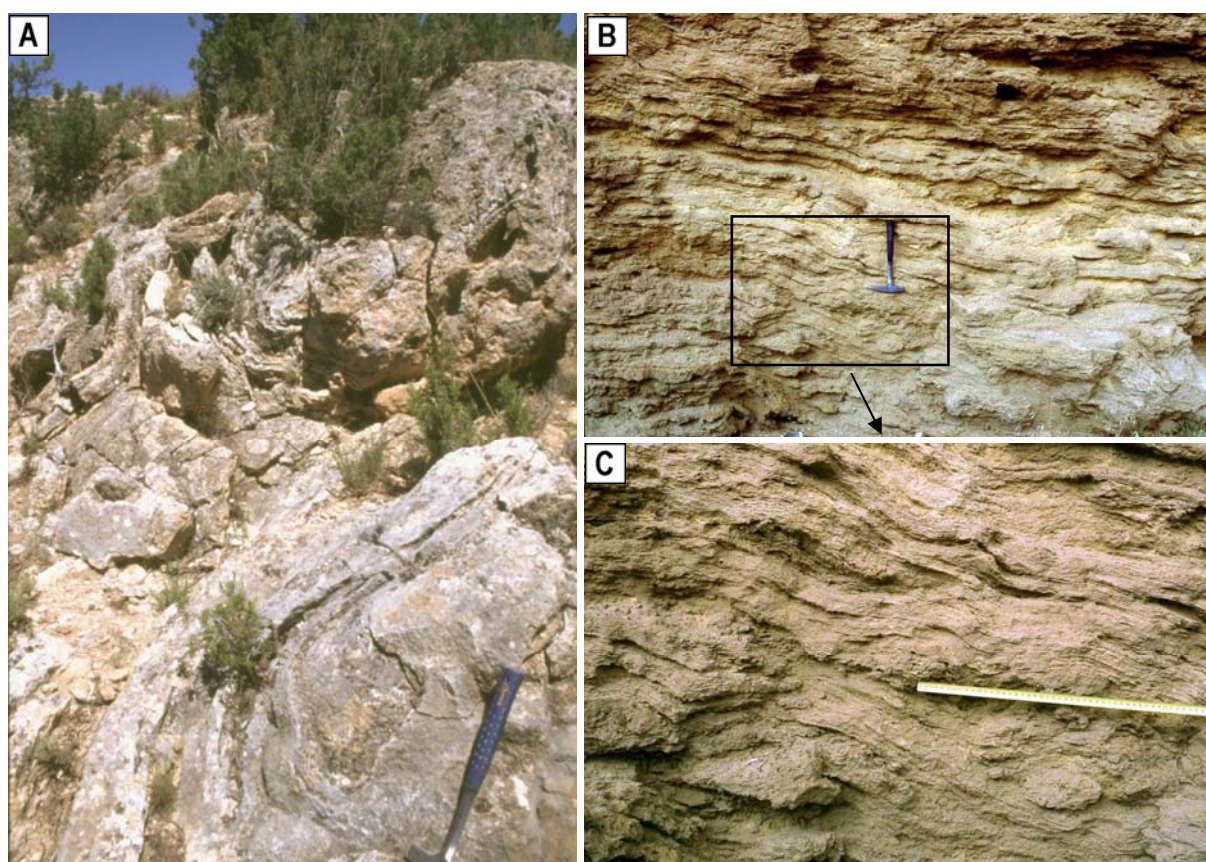


Figura 8.7: Aspecto de campo de la facies de Calizas estromatolíticas. A: depósitos tabulares y lenticulares marcadamente ondulados y con fuerte inclinación sedimentaria. B y C: dos aspectos de la facies de Calizas estromatolíticas que presenta las láminas inclinadas hacia el este y pequeños escalones de orden centimétrico.

Estos paquetes están integrados por láminas y niveles tabulares y lenticulares de 0,01-0,02 m de potencia (fig. 8.7B y C).

La composición mineralógica de esta facies está formada exclusivamente por calcita.

Texturalmente son *boundstones* microbianos bien laminados que incluyen finas formas filamentosas calcíticas que se disponen subperpendiculares a la laminación y que alcanzan dimensiones de hasta 0,5-1 cm de longitud y hasta 0,1 cm de diámetro. La laminación se caracteriza por la alternancia de láminas claras y oscuras, con formas onduladas e irregulares con espesores de hasta 2-3 mm, pero cuya continuidad lateral puede alcanzar varios metros (figs. 7.13 y 8.7A). En algunos casos, se han observado fragmentos de tallos de macrofitas e intraclastos carbonatados intercalados entre las láminas estromatolíticas.

Como ya se ha dicho en párrafos anteriores, esta facies se caracteriza por la presencia de marcada laminación paralela, en ocasiones ondulada. No presenta otras estructuras sedimentarias internas.

La facies Ce se ha reconocido en los perfiles del Barranco de los Arcos 1, Nuévalos Viejo, Jesús Nazareno Este y Casas de los Villarejos (figs. 7.7, 7.11, 7.14, 7.16) y en los depósitos de Los Bancales-A y los Villarejos Este (ver figs. 8.25 y 8.28 más adelante). Es frecuente que esta facies alterne con o bien presente intercalaciones lenticulares de *rudstones* y *packstones* bioclásticos de tallos con potencias que varían de 0,10 a 1,05 m. En otras ocasiones, muestra un paso lateral hacia pequeños montículos plano-convexos de *boundstones* de musgos.

Características Microscópicas

Al observar secciones de estromatolitos en microscopio óptico se aprecia que están formados por una alternancia de láminas claras y oscuras de calcita micrítica, microesparítica o esparítica (fig. 8.8A). La forma de estas láminas es variada pudiendo ser lisas y paralelas entre sí, o bien onduladas, con variaciones laterales de espesor y que incluyen domos. En el caso de las láminas onduladas su geometría es debida a que el sustrato sobre el que se encuentran es irregular; es el caso de los estromatolitos desarrollados sobre *boundstones* de musgos o sobre fitoclastos. Estas ondulaciones e irregularidades se suavizan con el desarrollo de las siguientes láminas.

Las láminas claras están formadas por microesparita, e incluso por cristales de esparita, que se disponen perpendiculares a la laminación (fig. 8.8A), o bien formando abanicos o domos. Estas láminas tienen espesores que oscilan entre 0,1 y 2,2 mm. Las láminas oscuras están formadas por micrita y sus espesores varían entre 0,05 y 3,5 mm (fig. 8.8A). En ambos casos se ha observado la presencia de formas filamentosas de micrita oscura que se disponen perpendiculares o subperpendiculares a la laminación y que pueden aparecer bien dispersas y aisladas, o bien agrupadas formando empalizadas densas de filamentos paralelos entre sí, formas arbustivas alargadas (fig. 8.8B y C) o como ramilletes con forma de hemiesferas (fig. 8.8D). Sus dimensiones pueden alcanzar los 0,5-0,7 mm de altura y entre 50-100 μm de anchura.

En algunos casos, la laminación está formada por la alternancia de láminas porosas y densas; las bandas porosas (espesor: 60-200 μm) están formadas exclusivamente por filamentos micríticos, las láminas densas (espesor: 80-180 μm) normalmente están formadas por microesparita o

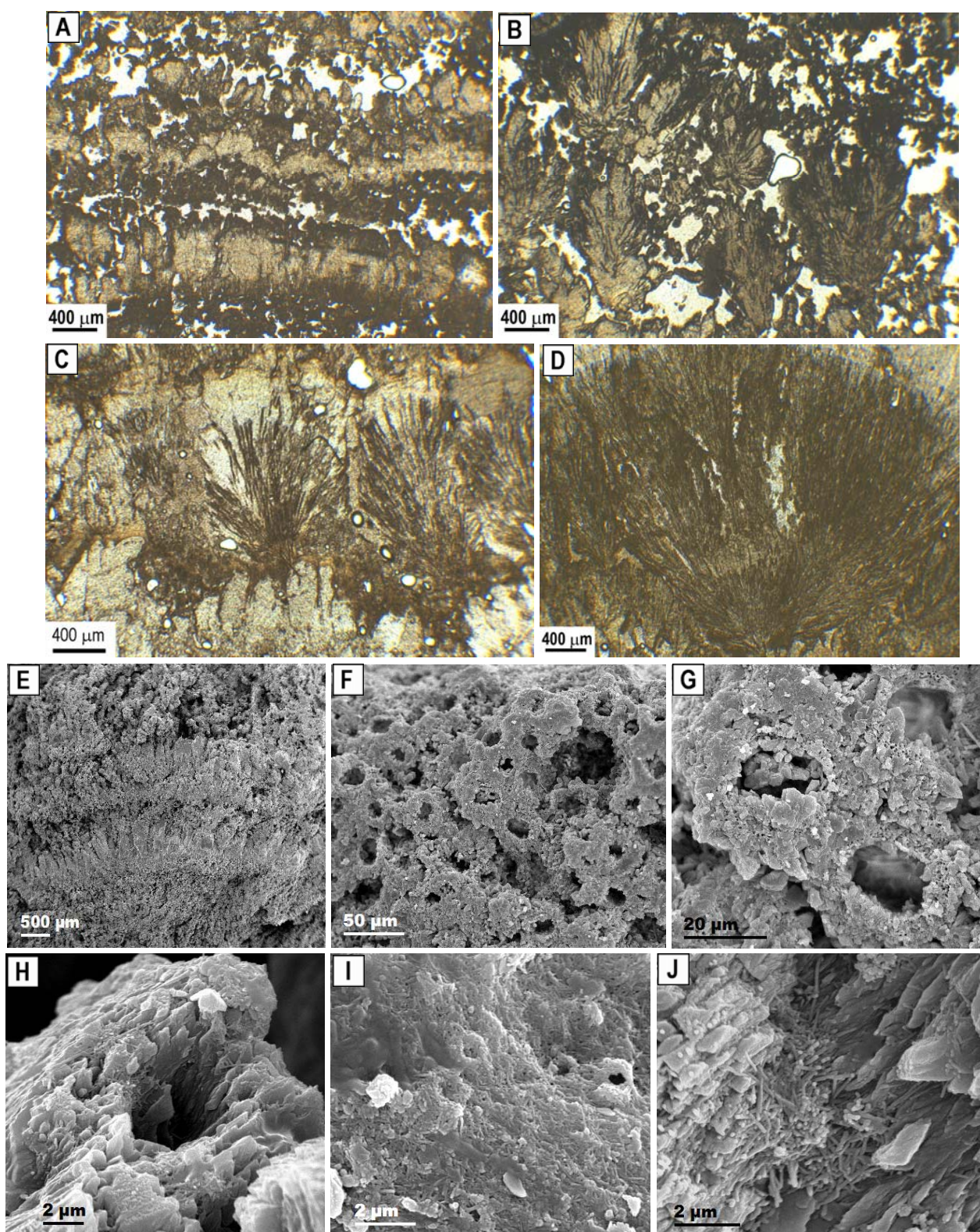


Figura 8.8: Microscopio óptico y electrónico de la facies de Calizas estromatolíticas. A: alternancia de láminas claras, esparíticas, y oscuras, micríticas; B y C: detalle de formas filamentosas arborescentes; D: hemiesfera constituida por filamentos; E: alternancia de láminas micríticas y esparíticas; F y G: secciones transversales de un conjunto de tubos carbonatados huecos; H: detalle de un tubo formado por micrita y abundantes restos bacterianos; I: formas bacterianas y recubrimientos orgánicos; J: formas bacterianas tipo bacilo y coco.

esparita con filamentos. Al igual que en algunos oncolitos, se han diferenciado cavidades ovaladas orientadas paralelamente a la laminación, con dimensiones de hasta 200 μm de altura y de 1 mm de longitud, que recuerdan las geometrías dejadas por ciertas larvas de insectos.

Se han observado en microscopio electrónico varias secciones de estromatolitos para estudiar las formas filamentosas vistas en el óptico. Así, se han diferenciado en las bandas porosas formas arbustivas y empalizadas de tubos con alturas de 300 a 600 μm (fig. 8.8E), compuestas por tubos huecos donde el organismo sobre el que precipita el carbonato no aparece. Estos tubos tienen diámetros totales de 20 a 60 μm , excepcionalmente hasta 90 μm , mientras que el hueco interior oscila entre 10-15 μm (figs. 8.8F, G y H). Existe otro tipo de filamento que aparece en las láminas densas y también en las porosas, que no presentan recubrimiento carbonatado; se han reconocido sus moldes externos y también los propios filamentos calcitizados con dimensiones que oscilan entre 1,3 y 7,7 μm de diámetro y de 25 a 100 μm de longitud visible. La disposición de estos filamentos es más irregular y pueden aparecer paralelos entre sí o bien entrecruzados; a veces, aparecen constreñidos por el crecimiento de los cristales de carbonato.

Al igual que en la facies de Calizas oncolíticas, es frecuente encontrar formas bacterianas (figs. 8.8 H, I y J) tanto esféricas (diámetro de 0,10 a 0,20 μm) como cilíndricas (longitud de 0,50 a 1,0 μm y anchuras de aproximadamente 0,10 μm), así como recubrimientos orgánicos (fig. 8.8G).

En algunas muestras se han encontrado diatomeas pennadas de aproximadamente 10 μm de longitud y entre 1-2 μm de diámetro.

Interpretación

Son numerosos los trabajos que hablan de estromatolitos no concéntricos en relación a la sedimentación carbonatada lacustre (Anadón y Zamarreño, 1981; Casanova, 1985, Arenas *et al.*, 1991; Arenas, 1993; Freytet y Verrecchia, 1998) y más escasos con el ambiente fluvial (Ordóñez y García del Cura, 1983; Arenas *et al.*, 2003 y 2007a; Ordóñez *et al.*, 2005). En todos estos casos, se considera que su desarrollo se produce en áreas someras y tranquilas, generalmente marginales, donde microorganismos como cianobacterias, algas y bacterias constituyen tapices sobre superficies horizontales o relieves irregulares, dando lugar a finos depósitos o incrustaciones y biohermos.

No obstante, en trabajos de tobas fluviales actuales (Janssen *et al.*, 1999; Arenas *et al.*, 2004a y b; González Martín *et al.*, 2004; Ordóñez *et al.*, 2005; Vázquez-Urbez *et al.*, enviado) se citan facies laminadas, similares a las Calizas estromatolíticas descritas en este apartado, formadas en tramos del cauce, a veces escalonados, y con elevada velocidad del flujo. En estos casos, son muy abundantes los filamentos microbianos perpendiculares y subperpendiculares a la laminación, cuya actividad fotosintética sería parcialmente responsable de la precipitación de la calcita.

8.2.11- Facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos (Cbg)

Estas calizas presentan colores variados: blancos, beige, ocre, marrones y, en menor abundancia, rojos, grises y rosas. Constituyen niveles tabulares y lenticulares de 0,02 a 0,35 m, a veces agrupados en paquetes tabulares de hasta 3 m (fig. 8.9A, B, C y D).

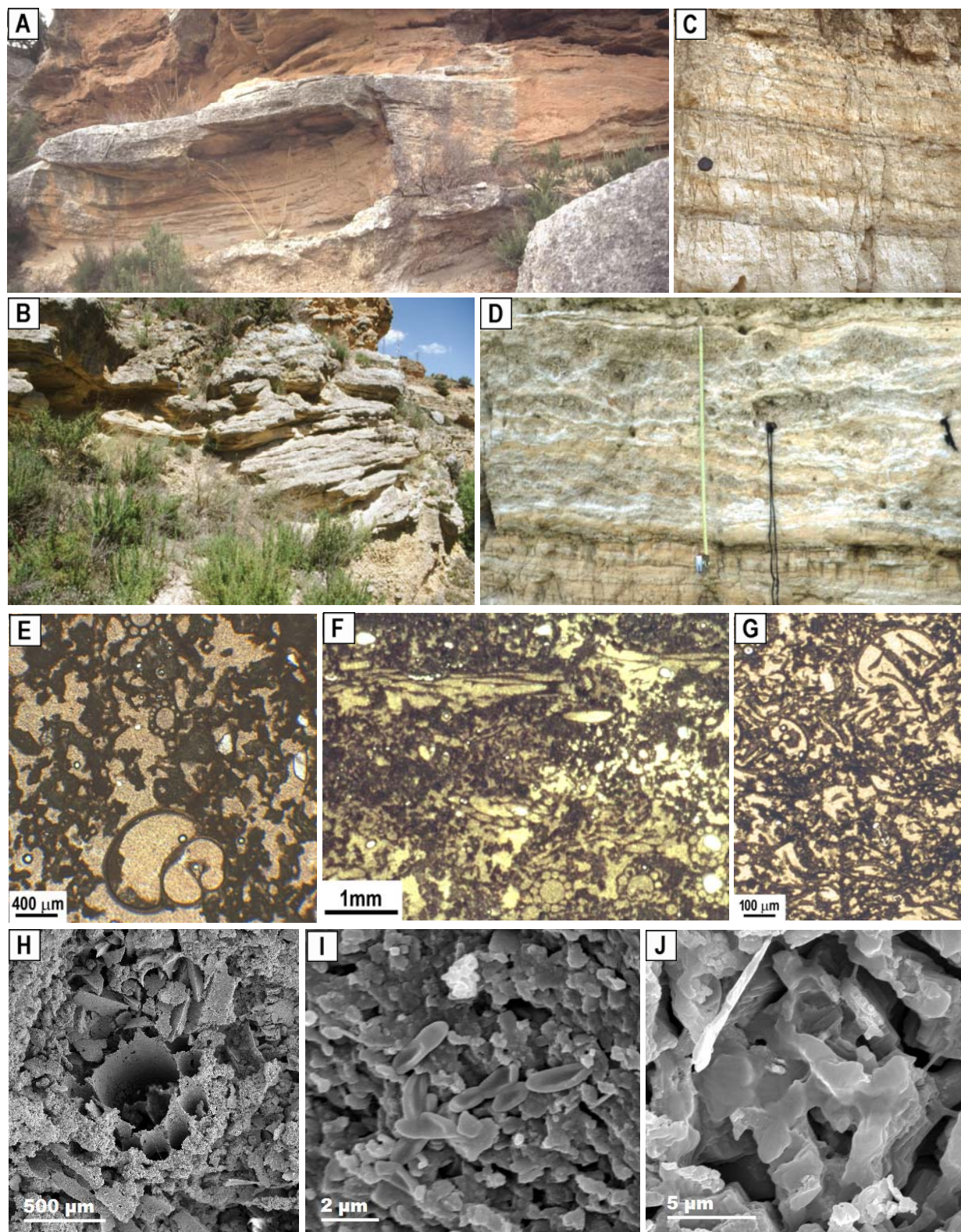


Figura 8.9: Diversos aspectos de la facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos. A y B: depósitos con geometrías lenticulares; C y D: geometrías tabulares, en C forman una alternancia con niveles centimétricos de carbón y en D alternan con geometrías lenticulares de Calizas de tallos verticales; E: wackestone-packstones de gasterópodos y corofitas; F: packstones de tallos de corofitas; G: packstones de ostrácodos; H: sección transversal de un tallo de corofita; I y J: formas bacterianas ovaladas en I y mucilago en J, en ambos casos formando parte de la envuelta carbonatada de un tallo de corofita.

La composición mineralógica de esta facies está formada principalmente por calcita con pequeñas proporciones de cuarzo (aproximadamente 4%) y de filosilicatos (1%).

Se trata de *rudstones* y *floatstones*, en ocasiones *packstones*, *wackestones* y *mudstones*, de gasterópodos, enteros y/o fragmentados y tallos de carofitas rotos. Junto a estos componentes mayoritarios aparecen ostrácodos y tallos de macrofitas rotos o tumbados. Los gasterópodos son principalmente turbinados, pero también se han diferenciado formas planoespiraladas; carecen de ornamentación y alcanzan tamaños máximos de 1,5 cm medidos a lo largo de su eje de enrollamiento. Por otro lado, los tallos de carofitas aparecen rotos y dispuestos horizontales o subhorizontales, con dimensiones reducidas, hasta 1 mm de diámetro y varios de longitud, originando laminación horizontal que puede aparecer ondulada.

En cuanto a otras estructuras sedimentarias internas hay que señalar la existencia ocasional de estratificación cruzada en surco en *sets* de hasta 1-1,20 m de espesor.

En el techo de algunos niveles se aprecia bioturbación vertical generada por raíces (fig. 8.9C), e incluso pueden llegar a mostrar indicios de brechificación (tramos 7 y 9 del perfil de La Rinconada, fig. 7.17).

La facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos se ha reconocido en prácticamente todos los perfiles estudiados con la excepción de los perfiles Jesús Nazareno Este y La Rinconada. Alternando con los niveles de Calizas bioclásticas de gasterópodos se encuentran niveles lenticulares plano-convexos formados por *boundstones* de tallos verticales (facies Ctv) de hasta 10 cm de altura (tramo 12 del perfil de Nuévalos Viejo, fig. 7.11 y fig. 8.9D) o bien de *boundstones* de carofitas (facies Cc) con potencias de 0,25 a 0,50 m (tramo 11 del perfil del Barranco de los Arcos 2, fig. 7.8).

Características Microscópicas

Esta facies presenta una textura en microscopio óptico que varía desde *mudstone* hasta *packstone* y *rudstone*, siendo los términos más comunes *wackestones* y *floatstones*.

Los constituyentes más abundantes son gasterópodos, oogonios y tallos de carofitas (fig. 8.9E y F), y junto a ellos, ostrácodos y fragmentos de tallos de macrofitas. En algunas ocasiones se han distinguido clastos de cuarzo (5-10%) con diámetros máximos de 200-400 μm , dispersos entre los demás componentes. La micrita es parda, a veces rojiza, masiva o bien con aspecto grumoso; localmente llega a ser microesparita.

Los gasterópodos, que aparecen enteros y fragmentados, son turbinados (fig. 8.9E) y, excepcionalmente, también planoespiralados. Por otro lado, los ostrácodos, que en algunos casos llegan a ser mayoritarios, se encuentran tanto con las valvas juntas y cerradas, como desarticuladas o fragmentadas (fig. 8.9G). Las carofitas, tanto tallos como oogonios aparecen fragmentadas y muy deformadas por aplastamiento; suelen aparecer orientadas, al igual que los gasterópodos, paralelas a la superficie de estratificación, lo que origina una laminación mal definida (fig. 8.9F).

Tanto los gasterópodos como los ostrácodos aparecen como fósiles corporales o bien se han disuelto, y entonces sólo se aprecia su porosidad móldica. Las cavidades internas de los fósiles pueden estar rellenas de micrita o de fragmentos de los propios componentes. Los tallos de carofitas aparecen cubiertos por carbonato (fig. 8.9H) que incluye formas filamentosas micríticas

perpendiculares o subperpendiculares a la superficie del tallo. También se ha reconocido formas filamentosas micríticas en la matriz, ya sean aisladas o agrupadas paralelas entre sí a modo de melenas de hasta 1,5-2 mm de longitud.

Al observar esta facies en microscopio electrónico se han distinguido cuerpos esféricos de 0,15 a 0,40 μm de diámetro, cilíndricos de 0,40 a 0,80 μm de longitud y entre 0,10 y 0,20 μm de ancho, y otros ovalados con la zona central invaginada de aproximadamente 2,5 μm de longitud y 0,80 μm de ancho (fig. 8.9I); en todos los casos atribuidos a bacterias. También se han encontrado finos recubrimientos de origen orgánico (posiblemente mucílago) que tapizan y traban los cristales de carbonato (fig. 8.9J). Aunque son escasos, aparecen filamentos incluidos en la matriz y en las envueltas carbonatadas de los tallos de carofitas, de entre 1,5 y 4 μm de diámetro y casi 100 μm de longitud.

Interpretación

Esta facies se interpreta como generada en áreas mayoritariamente fluviales tranquilas con aguas remansadas, ya sean canales inactivos laterales al canal funcional, conectados a éste permanentemente o al menos manteniendo cierto suministro de agua, o bien zonas del río próximas a barreras que represan el agua, formándose de esta manera áreas inundadas similares a pequeños lagos.

En cualquiera de los dos casos, estas zonas remansadas serían colonizadas por gasterópodos y carofitas. La presencia de gasterópodos enteros, pese a su gran fragilidad, confirma que las condiciones energéticas en estos subambientes fluviales serían bajas; sin embargo, en algunos momentos debería existir cierto movimiento de las aguas, pequeñas corrientes o débil oleaje, que posibilitaría la fragmentación de las carofitas ya carbonatadas y su acumulación dando la fina laminación horizontal característica de estas facies. Sin embargo, en ocasiones por la presencia de fragmentos de tallos de macrofitas, geometrías de relleno de canal y estructuras tractivas, se puede interpretar esta facies como formada en condiciones de relativa energía.

Facies similares se han reconocido en otros sistemas tobáceos ocupando áreas fluviales remansadas a modo de pequeños lagos (Ordóñez *et al.*, 1986b y 2005; Taylor *et al.*, 1994; Pedley *et al.*, 1996; Peña *et al.*, 2000 y Pentecost, 2005).

8.2.12- Facies de Calizas de carofitas (Cc)

Las calizas de carofitas presentan colores ocre, beige y blancos. Constituyen estratos tabulares con bases planas y techos fuertemente ondulados (fig. 8.10A, B y C), o bien, lenticulares canaliformes, pero también plano-convexos. La potencia de estos niveles oscila entre pocos centímetros hasta casi 1 m y su extensión lateral varía entre unos pocos metros y hasta 10-15 m.

Mineralógicamente se componen prácticamente en su totalidad de calcita, que puede estar acompañada por cantidades mínimas de cuarzo (hasta 1%).

Son *boundstones* de carofitas, verticales (fig. 8.10B y C) o bien inclinadas según la dirección del flujo (fig. 8.10D), cuyos tallos aparecen cubiertos de carbonato (fig. 8.10E).

Acompañando a estas bioconstrucciones pueden aparecer fragmentos de las propias carofitas, así como fragmentos milimétricos de macrofitas.

Carecen de estructuras sedimentarias internas.

Es una facies poco abundante que se ha localizado en los perfiles de La Requijada Sur 0 y 2, Barranco de los Arcos 2 y Nuévalos Viejo (fig. 7.3, 7.6, 7.8 y 7.11), así como en el depósito del Barranco de los Arcos 5 (fig. 8.25). Normalmente se encuentra asociada a *floatstones* de gasterópodos y carofitas (Cbg) y, en ocasiones, a *packstones* de fragmentos de tallos de macrofitas (Cbt).

Características Microscópicas

Se trata de *boundstones* de tallos de carofitas vistos en distintas secciones, transversales y longitudinales, cubiertos por carbonato laminado. El espesor del conjunto del tallo más la envuelta oscila entre 2 y 4 mm, mientras que las envueltas de carbonato rara vez supera los 2 mm (figs. 8.10F, G y H). Estas envueltas consisten en una alternancia de láminas claras de microesparita y oscuras de micrita (hasta 10-11 parejas claro-oscuro), que pueden contener filamentos microbianos (fig. 8.10G). Son láminas continuas, pero con formas onduladas muy irregulares que se adaptan a la ornamentación de los tallos de las carofitas. En otros casos la envuelta es masiva, no se reconoce la laminación, y está formada por micrita (figs. 8.10 H e I) que también puede contener filamentos microbianos (fig. 8.10I)

Entre los tallos de carofitas aparecen fragmentos de las propias carofitas, de sus envueltas, oogonios e intraclastos micríticos, además de escasos bioclastos y granos de cuarzo. La matriz es micrítica y contiene filamentos micríticos oscuros.

Interpretación

El origen de la facies de Calizas de carofitas está íntimamente relacionado con la facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos. Se trata de dos facies formadas en áreas fluviales tranquilas con aguas remansadas, ya sean canales inactivos laterales al canal funcional, pero también zonas activas del río que quedan represadas debido a la presencia de barreras aguas abajo. En ciertos momentos podría haber débiles corrientes.

Estas zonas encharcadas son fácilmente colonizadas por gasterópodos y carofitas. Las carofitas se van a ir impregnando y cubriendo de calcita durante su desarrollo y si las condiciones ambientales, sobre todo las energéticas, lo permiten pueden conservarse en el registro fósil manteniendo su posición original, ya sean verticales o inclinadas a favor de la corriente. No obstante, debido a su fragilidad, es frecuente que esta facies incluya abundantes fragmentos de los propios tallos de carofitas.

Las carofitas son un constituyente muy abundante en los ambientes lacustres (Tucker y Wright, 1990; Anadón, 1992; Pentecost *et al.*, 2006); sin embargo, formando parte de sistemas tobáceos fluviales son relativamente poco abundantes (Ordóñez y García del Cura, 1983; Pedley *et al.*, 1996; Sancho *et al.*, 1997; Peña *et al.*, 2000; Pentecost, 2005).

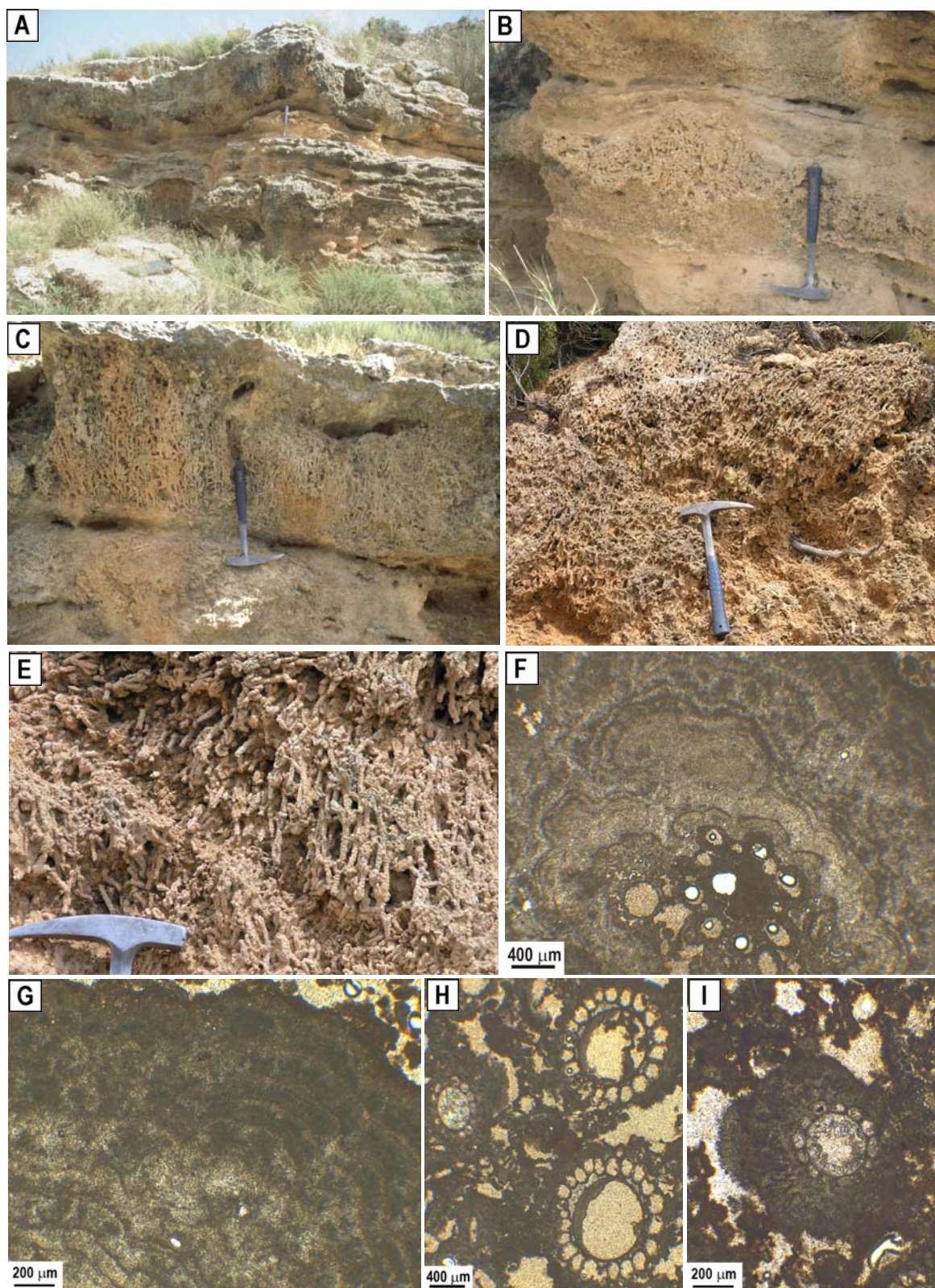


Figura 8.10: Aspectos de campo y microscopio óptico de la facies de Calizas de corofitas. A: depósitos con geometría tabular con algunas superficies de estratificación fuertemente onduladas ocasionadas por las bioconstrucciones de las corofitas (fotos B y C); D: bioconstrucción de corofitas inclinadas por la corriente; E: detalle de tallos de corofitas recubiertos por carbonato; F: sección del recubrimiento carbonatado laminado formado en torno al tallo de una corofita; G: detalle de la laminación de la envuelta; H e I: otras secciones de tallos con envueltas más finas, en I se reconocen filamentos micríticos.

8.2.13- Facies de Calizas tallos verticales (Ctv)

Se trata de *boundstones* de colores variados: marrón, ocre, blanco, beige y, en menor abundancia, rojizos y naranjas. Esta facies se reconoce como parches de 0,10 a 0,60 m de altura y de hasta varios metros de extensión lateral que forman parte de estratos tabulares con bases y techos desde planos a ondulados (fig. 8.11A y B), o bien niveles lenticulares plano-convexos, cuya potencia oscila entre 0,10 y 2,50.

La composición mineralógica de esta facies consiste principalmente en calcita con pequeñas proporciones de minerales de la arcilla (4-5%), de cuarzo (1%) y de dolomita (1%).

Esta facies suele asociarse en el mismo estrato con la de Calizas bioclásticas de tallos (Cbt); pero, en ocasiones, los tallos verticales, conservados en su posición original, constituyen el componente principal del estrato o conjunto de estratos. Esto ocurre en la parte superior del perfil de La Rinconada (tramo 7 y parcialmente en el tramo 9, fig. 7.17) donde las empalizadas y/o agrupaciones de tallos están bien desarrolladas y son muy continuas (fig. 8.11C y D).

Como ya se ha comentado anteriormente, no se encuentra el tallo propiamente dicho, sino la envuelta carbonatada que se forma en torno a él. El lugar que ocupaba el tallo aparece vacío (fig. 8.11D) o relleno por carbonato masivo. Las dimensiones de los tallos, medidas a partir de las envueltas carbonatadas, dan alturas mínimas de 0,5-2 cm y máximas de 15-30 cm (fig. 8.11D), aunque excepcionalmente pueden alcanzar 60 cm, y diámetros entre milimétricos y de varios centímetros. Los tallos se disponen formando agrupaciones arbustivas de alturas variables (fig. 8.11C y D), pero también como empalizadas continuas de hasta 25 cm de altura y de extensión lateral métrica (fig. 8.11B). Entre depósitos contiguos con geometrías arbustivas pueden aparecer niveles lenticulares de base y techo cóncavos de espesor centimétrico a decimétrico, formados por *packstones* y *rudstones* de fragmentos de tallos y por *mudstones* de la facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos con desarrollo de procesos edáficos (fig. 8.11C).

Es una facies muy frecuente, presente en todos los perfiles, con la excepción del Arco de la Yedra y Casas de los Villarejos. Se asocia principalmente a *packstones* y *rudstones* de fragmentos de tallos (facies Cbt), pero también aparece junto a *boundstones* de briofitas (facies Cbr) o *mudstones* de gasterópodos (facies Cbg) bioturbados.

Características Microscópicas

En microscopio óptico esta facies se identifica como *boundstones* de tallos que aparecen cubiertos por carbonato (fig. 8.11E). Los tallos con sus recubrimientos aparecen englobados por matriz micrítica y/o microesparítica de aspecto grumoso, que puede contener filamentos micríticos microbianos dispersos e intraclastos. Los tallos pertenecen a macrofitas; ocasionalmente se identifican secciones pertenecientes a musgos. El diámetro de los tallos oscila entre 100-200 μm y 1 mm, mientras que el espesor de la envuelta carbonatada varía entre 0,2 y 1,5 mm. Dicha envuelta puede estar laminada y formada por la alternancia de láminas de micrita y microesparita, pero en otros casos formada por una primera lámina de micrita con multitud de filamentos arborescentes que constituyen domos con espesores máximos de 0,5-0,8 mm (fig. 8.11F), seguida por otra lámina de microesparita y esparita con grandes cristales que se disponen en empalizadas o en abanico y con espesores similares. A veces, junto a los tallos cubiertos por carbonato aparecen otros que no

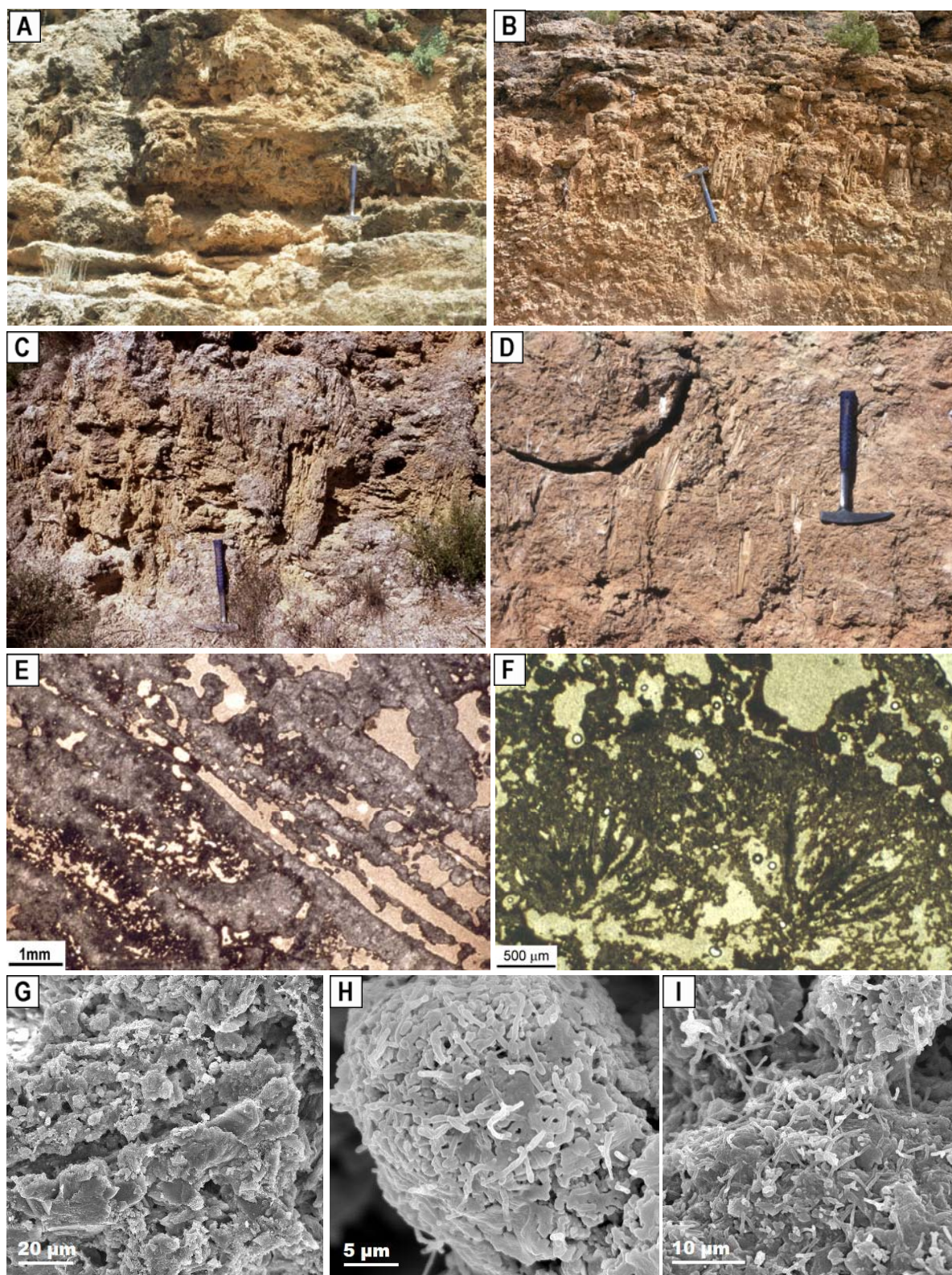


Figura 8.11: Diversos aspectos de la facies de Calizas de tallos verticales. A y B: estratos con geometría tabular irregular constituidos por boundstones de tallos verticales que se asocian con la facies fitoclástica (Cbt); C y D: detalle de las agrupaciones de tallos con disposición arbustiva; E: secciones longitudinales de varios tallos con envuelta carbonatada; F: detalle de la envuelta carbonatada que incluye formas filamentosas dispuestas en abanico; G, H e I: imágenes de microscopio electrónico, en G molde de un filamento orgánico, en H e I se muestran formas bacterianas tipo bacilo agrupadas.

presentan tales envueltas.

Se han observado en microscopio electrónico las secciones de varias envueltas de tallos en las que se reconocen tubos carbonatados de 2,4 a 12 μm de diámetro y entre 25 y 120 μm de longitud que se disponen subperpendiculares a la envuelta o bien sus moldes como se muestra en la figura 8.11G. Junto a estos cuerpos, aparecen formas ovaladas, a veces con la zona central invaginada, de 0,30 a 0,80 μm de ancho y entre 1,0 y 6,0 μm de longitud que se identifican como bacterias tipo bacilo (fig.8.11H e I).

Interpretación

Son muy numerosos los trabajos que hablan del recubrimiento de tallos de macrofitas hidrófilas y semiacuáticas por calcita en zonas lacustres y/o fluviales someras colonizadas por vegetación y con las aguas enriquecidas en bicarbonato cálcico (Ordóñez y García del Cura, 1983; Pedley, 1990; Freytet, 1992; Ford y Pedley, 1996; Sanz-Rubio *et al.*, 1996; Pedley *et al.*, 1996 y 2003).

Se trata de plantas palustres o anfibias (helófitas) que arraigan en el fondo sumergido, atraviesan con sus tallos la masa de agua y desarrollan sus láminas foliares, flores y frutos en el medio aéreo. Es en la parte sumergida de la planta donde se produce la precipitación de carbonato cálcico. La presencia de microorganismos fósiles en las envueltas carbonatadas que rodean los tallos apoya la interpretación de que la precipitación del carbonato estaría favorecida por un descenso local del CO_2 del medio provocado por la actividad fotosintética de bacterias, cianobacterias y también algas filamentosas que pueden colonizar la parte sumergida de los tallos.

8.2.14- Facies de Calizas bioclásticas de tallos (Cbt)

Estas calizas presentan colores variados: blancos, beige, ocre, marrones y, en menor abundancia, rojos, grises y rosas. Constituyen paquetes tabulares, localmente lenticulares y cuneiformes, con bases y techos desde planos o suavemente ondulados hasta fuertemente irregulares y potencias que oscilan entre 0,20 y 9,35 m (fig. 8.12A y B). Estos paquetes están integrados por estratos mayoritariamente tabulares, aunque también pueden ser lenticulares, de 0,01 a 1,45 m de potencia. En ocasiones se han observado evoluciones estratodecrecientes.

La composición mineralógica de esta facies es sencilla, formada prácticamente en su totalidad por calcita, incluye pequeñas proporciones de cuarzo (hasta 10%) y de minerales de la arcilla (hasta 7%).

Texturalmente, se trata de *rudstones* y *packstones*, excepcionalmente *floatstones* y *mudstones*, de tallos de macrofitas fragmentados y desorganizados (fig. 8.12C), junto con gasterópodos turbinados, carofitas, moldes externos de troncos y ramas, impresiones de hojas y, más ocasionalmente, bioclastos no identificables y oncolitos.

El componente principal de esta facies consiste en cortezas calcíticas laminadas desarrolladas en torno a tallos, los cuales ya no se conservan, quedando el interior de las cortezas hueco o relleno de cemento. Las cavidades interiores que evocan o representan los tallos de

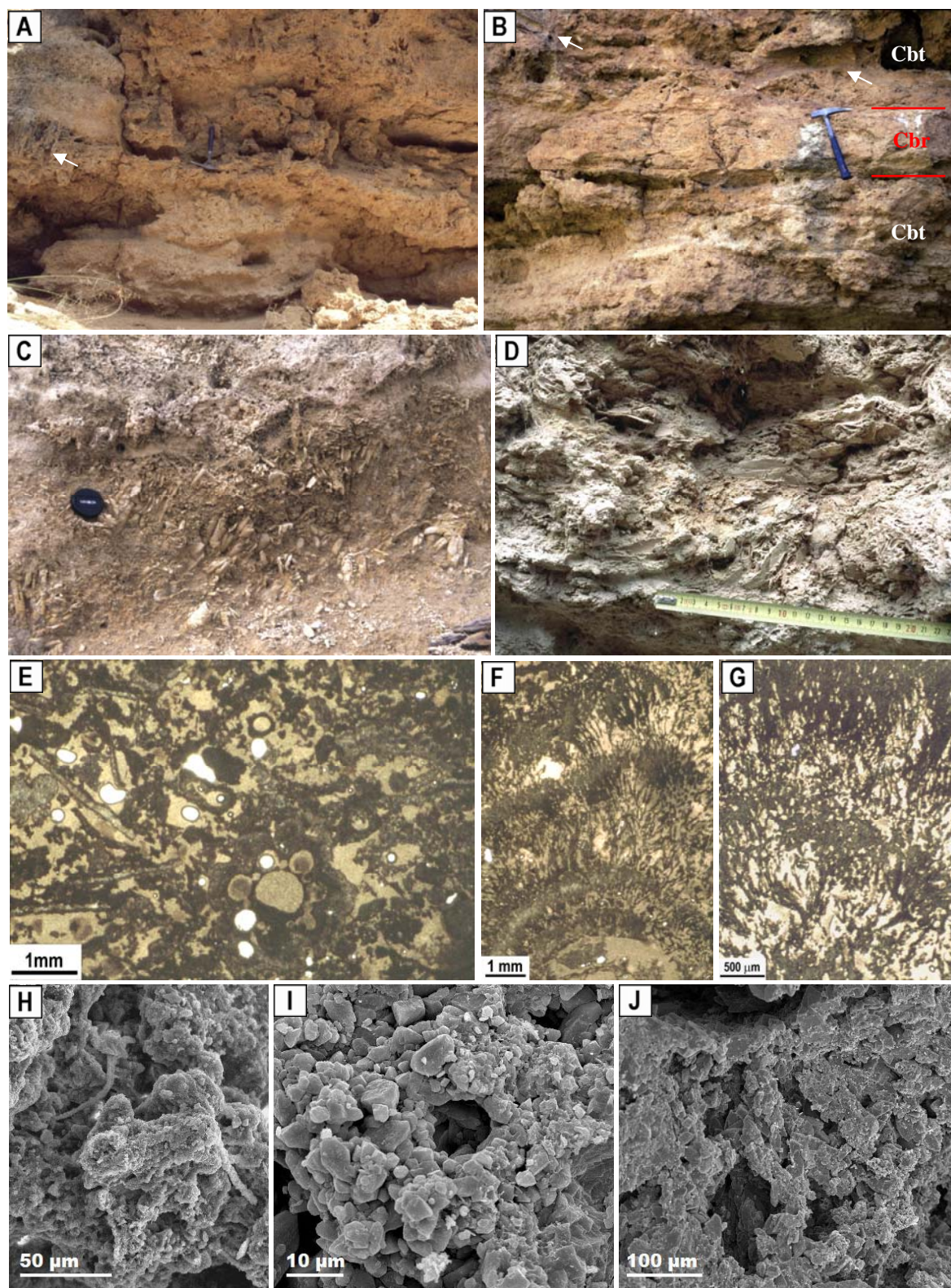


Figura 8.12: Diversos aspectos de la facies de Calizas bioclásticas de tallos. A: rudstones fitocástico con pequeños parches de Calizas de tallos verticales (flecha); B: depósitos con geometría tabular de Cbt que alternan con Calizas de briofitas. Las flechas señalan moldes de ramas; C y D: rudstones de tallos, D incluye hojas; E: packstones de tallos, alguno de carofita; F y G: filamentos micríticos desarrollados en torno a tallos; H: filamentos micríticos dispersos entre la micrita; I: recubrimiento carbonatado en torno a un filamento; J: formas columnares presentes en la envuelta de un tallo.

macrofitas presentan dimensiones variables: alcanzan hasta 4 cm de diámetro y 10-12 cm de longitud. Las envueltas carbonatadas que rodean al tallo tienen grosores que no superan los 2,0 cm. En ocasiones, estos tallos están acompañados por moldes de ramas o troncos de hasta 16 cm de diámetro y 80 cm de longitud, que pueden presentar envueltas carbonatadas gruesas de hasta 22 cm de espesor (fig. 8.12B). Otro componente frecuente en estas facies son las impresiones de hojas que aparecen aisladas entre los fragmentos de tallos, pero más frecuentemente como acumulaciones densas de hojas (fig. 8.12D), en muchos casos dispuestas horizontalmente. Los oncolitos son muy escasos, subcilíndricos de 1 cm de diámetro y 2-3 cm de longitud.

En la mayoría de los casos carecen de estructuras sedimentarias internas, pero en ocasiones presentan laminación horizontal y ondulada debido a la disposición horizontal de tallos y hojas, e incluso estratificación cruzada en surco en *sets* de 0,30-0,50 m de espesor.

Es una facies muy abundante, encontrándose en todos los perfiles estudiados, excepto en el de Los Villarejos Norte. Es frecuente que esta facies alterne con niveles tabulares y lenticulares de *boundstones* de tallos de macrofitas (facies Cbt) con alturas de 0,5-2 cm a 10-20 cm (fig. 8.12A). Menos frecuente es la presencia de montículos plano-convexos formados por *boundstones* de musgos (facies Cbr, fig. 8.12B) de hasta 20 cm de altura (tramo 5 del perfil de La Requijada Sur 0, fig. 7.3; tramo 2 del perfil de Jesús Nazareno Oeste, fig. 7.12).

Características Microscópicas

Esta facies presenta una textura en microscopio óptico que varía desde *rudstones* hasta *mudstones*, siendo los términos más frecuentes *rudstones* y *packstones* (fig. 8.12E). Está constituida por fragmentos de tallos de macrofitas, entre los que se reconocen algunos fragmentos de tallos de musgos, acompañados por tallos y oogonios de carofitas, fragmentos de las propias envueltas que recubren los tallos, oncolitos e intraclastos micríticos y microesparíticos. Ocasionalmente, se han distinguido gasterópodos, bioclastos no identificables por su alta fragmentación y granos de cuarzo angulosos (hasta 10-12%). Estos componentes aparecen englobados por matriz micrítica y microesparítica, masiva o de aspecto grumoso que puede incluir formas filamentosas de micrita marrón oscura o negra.

Los tallos aparecen cubiertos por carbonato laminado (fig. 8.12F), en algunos casos se han contado hasta 20 parejas de láminas claras y oscuras. El espesor total de la envuelta carbonatada oscila entre 0,1-0,4 mm y 1,8 cm. La continuidad lateral de las láminas es variable, alta cuando la laminación es lisa o suavemente ondulada y escasa cuando existen formas dómicas y columnares que interrumpen la laminación. Las láminas claras están formadas por microesparita e incluso esparita y su espesor oscila entre 0,1 y 0,6 mm, mientras que las láminas oscuras son micríticas, más porosas y con espesores que oscilan entre 0,2 y 1,5 mm. Las láminas oscuras están llenas de filamentos micríticos perpendiculares a la laminación y dispuestos paralelos entre sí formando empalizadas (fig. 8.12F y G) o distribuidos en abanico formando domos. En las láminas claras, aunque en menor cantidad, también se aprecian filamentos dispersos o agrupados. En algunos casos, como es el caso de las fotos de la figura 8.12F y G, existe continuidad de los filamentos entre las láminas claras y oscuras.

En microscopio electrónico se ha observado la presencia de formas filamentosas incluidas

en la matriz micrítica (fig. 8.12H), pero también formando parte de las envueltas carbonatadas que rodean los fragmentos de tallos; en este último caso se disponen perpendiculares o subperpendiculares al tallo. Se trata de filamentos con diámetros que alcanzan entre 1,2 y 4,5 μm , excepcionalmente hasta 10 μm , y longitudes de hasta 40 μm , o bien de tubos micríticos (fig. 8.12I y J) de entre 15 y 45 μm de diámetro, longitudes variables que pueden llegar a las 120-140 μm y diámetros huecos de entre 4 y 7 μm . Además, es frecuente la presencia de formas esféricas (cocos) y cilíndricas (bacilos) atribuidas a bacterias/cianobacterias. Para finalizar, citar la presencia de escasas diatomeas pennadas con longitudes que oscilan sobre las 10 μm .

Interpretación

Esta facies se forma en sectores del sistema fluvial donde se acumulan fitoclastos que han sido arrastrados desde zonas palustres densamente colonizadas por vegetación hidrófila. Durante el crecimiento de estas plantas la parte sumergida va siendo recubierta por carbonato, formándose sucesivas láminas concéntricas de calcita.

En momentos de avenida, las plantas de las áreas palustres serían fragmentadas y arrastrados los restos vegetales ya cubiertos de carbonato, incluso ramas y troncos, que se depositarían en zonas fluviales donde la energía de las aguas fuera menor. En algunos casos, cuando existe una fuerte trabazón de los restos (normalmente ocurre con los de mayor tamaño) podría producirse la formación de pequeñas barreras que represarían el agua en el cauce.

La facies de Calizas bioclástica de tallos es muy común en ambientes de sedimentación fluvial carbonatada (Ordóñez y González, 1979; Ordóñez y García del Cura, 1983; Pedley, 1990; Ford y Pedley, 1996; Sanz-Rubio *et al.*, 1996; Sancho *et al.*, 1997; Pedley *et al.*, 1996 y 2003; Arenas *et al.*, 2000; Ordóñez *et al.*, 2005, entre otros).

8.2.15- Facies de Calizas de briofitas (Cbr)

Las calizas de briofitas forman masas de color marrón, ocre, beige, blanco y, localmente, rojizo. Esta facies se dispone formando cuerpos lenticulares, generalmente de sección semidómica y otras veces dómica, de hasta 4,5 m de espesor (fig. 8.13A, B, C y D). Están formados por la superposición de niveles lenticulares de 0,05 a 0,30 m de espesor, con base y techo irregulares y frecuentemente escalonados. En los mismos cuerpos semidómicos, los niveles presentan inclinaciones originales variables entre 0° y unos pocos grados aguas arriba y hasta 90° aguas abajo (fig. 8.13C). En algunas ocasiones, aparecen intercalados entre Calizas bioclásticas de tallos o bien como paso lateral de Calizas estromatolíticas, formando entonces pequeños domos o montículos plano-convexos de hasta 0,70 m de altura y extensión lateral métrica.

Mineralógicamente esta facies se compone prácticamente en su totalidad por calcita, acompañada en ocasiones por pequeñas cantidades de cuarzo (hasta 1%).

Se trata de *boundstones* formados por tapices de musgos con los “tallos” (caulidios) paralelos entre sí (fig. 8.13 E), cubiertos por calcita, de alturas que varían de 1 a 5 cm, excepcionalmente 10 cm y que se disponen perpendicular o subperpendicularmente a la superficie de acumulación. La altura de los tallos marca el espesor de las unidades o estratos más simples (fig.

8.13F y G). Cada uno de los niveles que componen un montículo de musgos puede estar formado por una única etapa crecimiento o bien por varias sucesivas. Se puede diferenciar otro tipo de musgos por la disposición desordenada y entrecruzada de los tallos (fig. 8.13H), que en este trabajo denominamos musgos en enrejado, cuyo crecimiento origina una fábrica más abierta (tramos 22, 23 y 24 del perfil de La Requijada Sur 1, fig. 7.5).

Frecuentemente, junto a los tallos de musgos, se encuentran tallos verticales de macrofitas que, al ser de mayor altura que los musgos provocan irregularidades en la geometría de los niveles que los incluyen. Cuando los estratos de briofitas alcanzan inclinaciones altas, próximas a los 90°, también pueden aparecer tallos de macrofitas intercaladas o alternantes, pero en este caso, colgantes.

Se reconoce en la mayor parte de los perfiles estudiados: Requijada Sur 0, 1 y 2, Barranco de los Arcos 1, Peña de Diablo, Ermita la Blanca, Nuévalos Viejo, Jesús Nazareno Oeste, Jesús Nazareno Este y Casas de los Villarejos (figs. 7.3, 7.5, 7.6, 7.7, 7.9, 7.10, 7.11, 7.12, 7.14 y 7.16) y en el depósito de Los Bancales (fig. 8.25). Los *boundstones* de musgos se asocian a gran número de otras facies como son las Calizas bioclásticas de tallos y de tallos verticales (facies Cbt y Ctv), las Calizas estromatolíticas (facies Ce) y también con las facies de Calizas de tallos colgantes y de Espeleotemas (facies Ctc y E).

Características Microscópicas

Esta facies está formada por *boundstones* de “tallos” (caulidios) y “hojas” (filidios) de musgos que presentan una fina cubierta de carbonato de hasta 2,5 mm de espesor. En microscopio óptico se observan distintas secciones de los tallos y de las hojas (longitudinales, fig. 8.14A, B, y C, y transversales, fig. 8.14D y E). El recubrimiento carbonatado aparece laminado; se han diferenciado entre 2 y 3 parejas de láminas claras y oscuras. Las láminas claras están formadas por micrita y microesparita, mientras que las oscuras son exclusivamente micríticas. Ambas contienen filamentos dispuestos perpendiculares o subperpendiculares a la laminación, ya sean paralelos entre sí o formando domos. En la mayoría de los casos la laminación queda reducida a una pareja de láminas claro-oscuro (fig. 8.14E), comenzando la colonización de la superficie del musgo con comunidades filamentosas que aparecen como una lámina oscura de 0,5-0,7 mm de espesor; a continuación, aparece la lámina clara constituida por cristales de carbonato de tamaño esparita o microesparita que pueden incluir filamentos aislados y cuyo espesor alcanza 0,6-0,8 mm. Se han reconocido diatomeas pennadas dispersas entre los tallos.

En ocasiones, sobre los musgos se desarrollan tapices estromatolíticos formados por parejas de láminas oscuras y claras con formas onduladas que se adaptan a la forma de los musgos.

El espacio entre los tallos y hojas de las briofitas puede aparecer vacío (fig. 8.14A y B) o bien puede tener escasa matriz micrítica (fig. 8.14C, D y E) o microesparítica que incluye intraclastos y granos de cuarzo dispersos de hasta 0,5 mm de longitud máxima.

Al observar esta facies en microscopio electrónico se observa que el carbonato que recubre los musgos presenta un aspecto grumoso (fig. 8.14F). Se reconocen, entre el carbonato que puede ser micrítico a microesparítico, gran cantidad de restos de microorganismos: diatomeas pennadas recubiertas o no por carbonato (longitud de aproximadamente 10 μm , fig. 8.14G, H, I y J), formas microbianas tipo bacilo (fig. 8.14I y J) con o sin la parte central invaginada (longitud entre 0,5 y 1,5

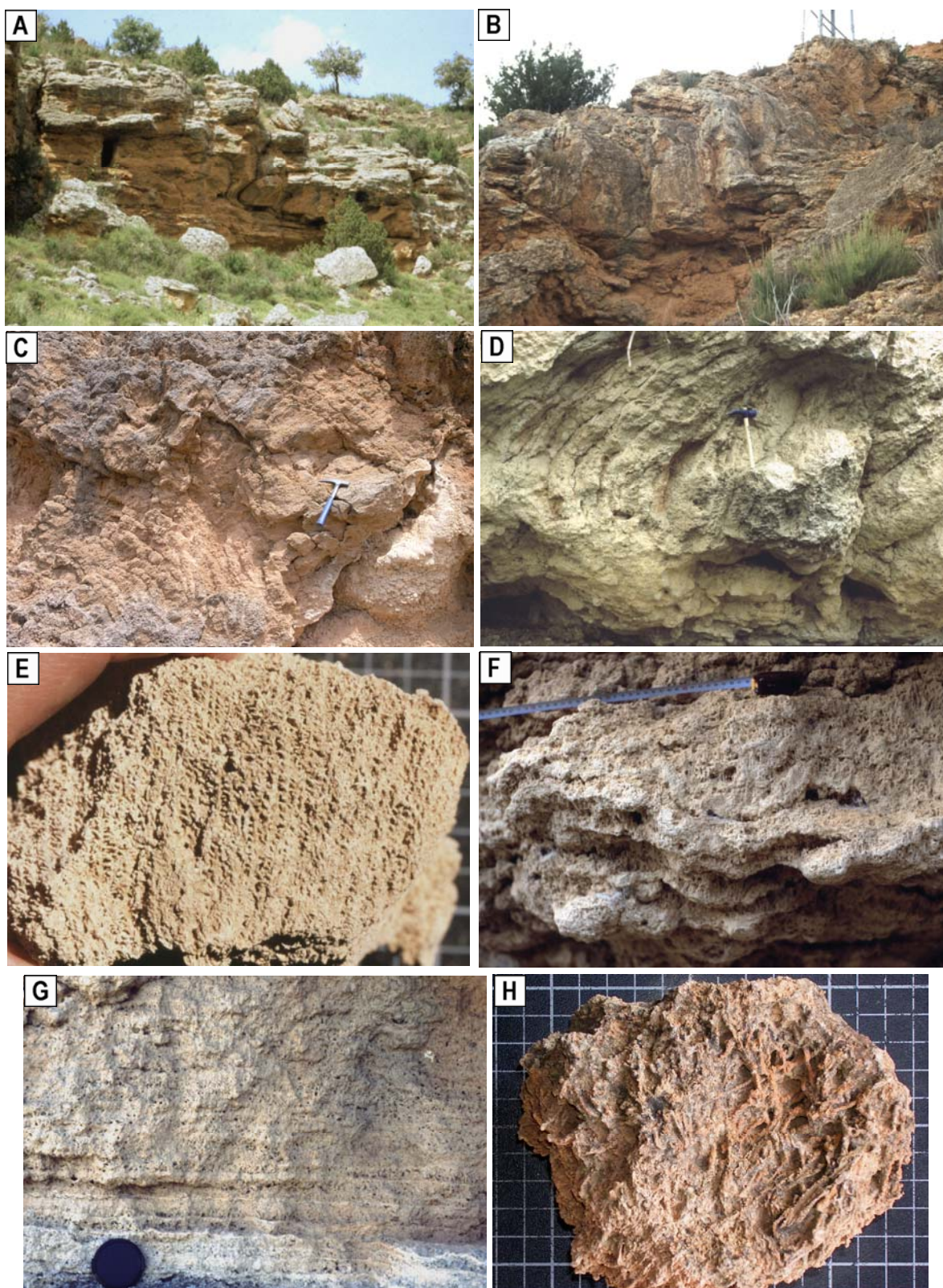


Figura 8.13: Diversos aspectos de campo y muestra de mano de la facies de Calizas de briofitas. A, B, C y D: conjuntos de aspecto semidómico, integrados por estratos lenticulares con fuertes pendientes originales que pueden alcanzar los 90° . En C se aprecia una cavidad generada por el crecimiento vertical y frontal del montículo; E: boundstones de tallos de musgos dispuestos paralelos entre sí (cuadrícula de 1 cm^2); F: geometrías lenticulares de boundstones de musgos; G: estratos tabulares horizontales de pocos centímetros integrados por boundstones de musgos; H: boundstones de tallos de musgos en enrejado (cuadrícula de 1 cm^2).

μm y anchura de 0,10 a 0,30 μm) que a veces se encadenan de dos en dos (diplobacilos), recubrimientos peliculares orgánicos (fig. 8.14H, I y J) y multitud de filamentos. Los filamentos pueden aparecer dispersos entre la matriz micrítica o bien entrelazados creando una red donde pueden quedar atrapados los cristales de carbonato y las diatomeas (fig. 8.14H y J). Sus dimensiones oscilan entre 0,10 y 0,20 μm de diámetro, excepcionalmente alcanzan 0,80 μm , y 10 a 35 μm de longitud visible.

Interpretación

Esta facies se forma en relación a tramos del curso fluvial donde existen cascadas y pequeños saltos de agua donde se produce un desarrollo preferente de briofitas en las posiciones con menor intensidad de flujo. La superposición de niveles sucesivos de musgos puede producir acumulaciones importantes (de hasta 4,5 m de altura) cuyo efecto en la dinámica del río es una barrera que provoca una ruptura en el gradiente topográfico. Se genera además una zona remansada aguas arriba de la barrera y, tras el salto de agua, otra zona aguas abajo de cierta profundidad, pero con aguas agitadas. Es frecuente que el rápido crecimiento horizontal de los musgos, favorecido en la parte superior y frontal de la cascada, genere grandes cavidades y cuevas bajo y detrás de las barreras. En estas cavidades también pueden desarrollarse tapices de musgos favorecidos por el agua que se filtra y la que llega desde la cascada como salpicadura o aerosol. En ocasiones, el gran volumen hueco y el peso de la cobertera provocan hundimientos de las propias barreras y se generan así depósitos de la facies Gcd.

En otras ocasiones, el crecimiento de musgos está en relación a pequeñas irregularidades del cauce y se asocia a las facies laminadas Ce (Calizas estromatolíticas).

La facies de briofitas es la facies característica de las barreras tobáceas y así se identifica en numerosos trabajos (Pedley, 1990; Violante *et al.*, 1994; Ford y Pedley, 1996; Sancho *et al.*, 1997; Peña *et al.*, 2000; Carthew *et al.*, 2003; González-Martín *et al.*, 2004; Ordóñez *et al.*, 2005; Pentecost, 2005, entre otros).

8.2.16- Facies de Calizas de tallos colgantes (Ctc)

Son *boundstones* de color marrón y ocre, que forman cuerpos de geometría aproximadamente prismática de 2-3 m de altura y hasta 1-2 m de extensión lateral, generalmente convexos en la dirección de la corriente. Tienen terminaciones irregulares y abruptas, similares a cortinas (fig. 8.15A, B y C) formadas por tallos de gramíneas. Los tallos presentan longitudes máximas de 0,80-1m y diámetros milimétricos con cortezas calcíticas milimétricas a centimétricas.

Mineralógicamente, esta facies está formada por calcita con proporciones mínimas de cuarzo (hasta 1%).

Los tallos colgantes presentan inclinaciones que oscilan desde 40-50° (fig. 8.15A) hasta los 90° (fig. 8.15 B y C). Además de aparecer agrupados formando cortinas de extensión lateral de orden métrico, también pueden formar pequeñas agrupaciones de tallos aisladas entre bioconstrucciones de musgos y otros tallos dispuestos en enrejado (tramo 24 del perfil de La Requijada Sur 1, fig. 7.5). En ocasiones, el desarrollo de las envueltas carbonatadas alrededor de los tallos puede evolucionar hacia

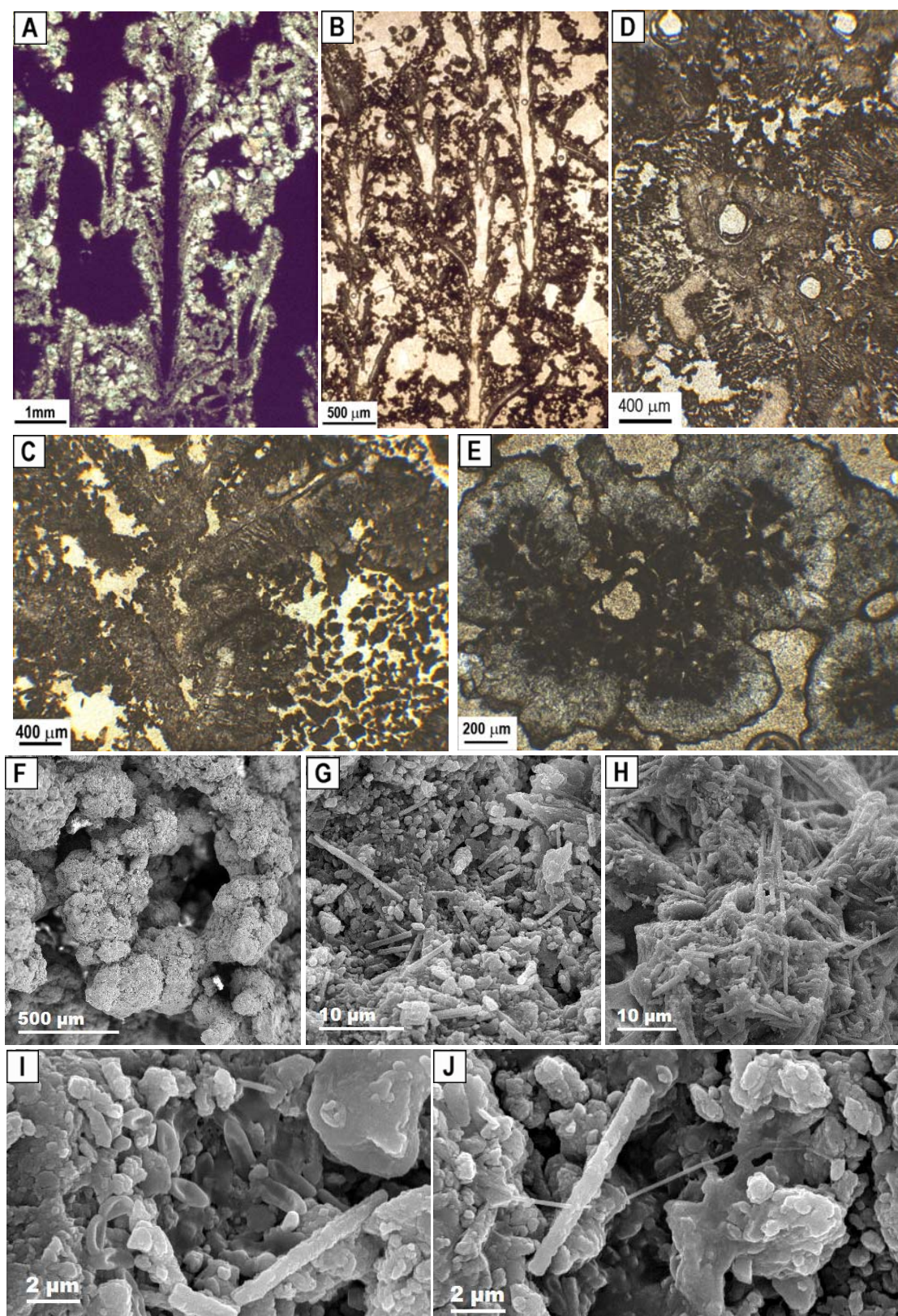


Figura 8.14: Diversos aspectos de la facies de Calizas de briofitas. A, B y C: secciones longitudinales de tallos de musgos, en C se aprecian agrupaciones de filamentos micríticos desarrollados sobre el musgo; D: secciones transversales de varios tallos de musgos; E: envuelta carbonatada formada por una lámina oscura de micrita con filamentos y una clara esparítica; F: aspecto grumoso del carbonato que recubre a las briofitas; G y H: dos aspectos en detalle de la imagen F donde destaca la presencia de filamentos calcíticos, diatomeas pennadas y recubrimientos mucilaginosos; I: formas bacterianas y diatomeas pennadas; J: filamentos calcíticos, mucus y diatomeas pennadas.

la formación de auténticas formas estalactíticas originadas en el interior de cavidades o cuevas (tramo 13 del perfil de La Requijada Sur 0, fig. 7.3) como pueden verse en las imágenes 8.15 A y C.

La facies de tallos colgantes no es muy abundante; se ha reconocido en los perfiles de La Requijada Sur 0 y 1 (figs. 7.3 y 7.5), Casas de los Villarejos (fig. 7.16) y en varios depósitos a lo largo del Barranco de los Arcos (ver figura más adelante 8.26) y en el depósito de Los Chorreaderos (ver figura 8.27 más adelante). Esta facies suele alternar con *rudstones* y *packstones* de fragmentos de tallos (facies Cbt) y *boundstones* de musgos (facies Cbr) formando paquetes de hasta 3,75 m de potencia, de sección semidómica.

Características Microscópicas

Esta facies en microscopio óptico se identifica como *boundstones* de tallos de macrofitas, entre los que se encuentran tallos y hojas de briofitas. En la figura 8.15D se observan distintas secciones de estos tallos. Los tallos presentan un recubrimiento débilmente laminado de microesparita, a veces de micrita, con espesores de 0,1-0,2 mm hasta 1 mm. En otros casos la envuelta carbonatada aparece mejor laminada (fig. 8.15E) y, entonces, está formada por 2 o 3 parejas de láminas densas, a veces claras, de cristales de tamaño esparita y microesparita, y otras láminas porosas, a veces oscuras, formadas por agrupamientos de filamentos micríticos.

El espacio entre los tallos puede aparecer vacío o bien presentar matriz micrítica marrón o rojiza que puede contener intraclastos. En algunos casos, este conjunto de tallos con sus envueltas y matriz puede aparecer rodeado por una nueva lámina de microesparita clara de 1-2 mm de espesor.

En microscopio electrónico se ha observado la envuelta carbonatada de unos de estos tallos colgantes. En ella se han diferenciado dos zonas: la más interior se caracteriza por la presencia de tubos entrecruzados aleatoriamente recubiertos de carbonato y con el interior vacío, con dimensiones que oscilan entre 70 y 110 μm de longitud visible, entre 11 y 25 μm de diámetro total y entre 3,5 y 5,0 μm de diámetro interior vacío (fig. 8.15F). Los cristales de carbonato que cubren estos tubos son de tamaño micrita y, en ocasiones, muestran un aspecto laminado debido a la presencia de recubrimientos orgánicos. Entre los cristales aparecen formas microbianas esféricas (cocos), ovaladas (cocobacilos, fig. 8.15G) y cilíndricas (bacilos) de 0,20 a 2,30 μm de dimensión mayor, así como diatomeas pennadas parcialmente recubiertas de carbonato (fig. 8.15H). La zona exterior de la envuelta también presenta tubos, pero en este caso paralelos entre sí o bien dispuestos formando arbustos; las dimensiones de estas envueltas de carbonato oscilan entre 400-800 μm de longitud, 80 a 170 μm de diámetro total y 4-5 μm de espacio interior vacío.

Interpretación

La facies de Calizas de tallos colgantes se forma en relación con sectores fluviales donde el perfil topográfico del río presenta fuertes desniveles, como saltos y cascadas. En estas zonas, generalmente a partir de barreras que asocian saltos de agua, ciertas plantas (comúnmente gramíneas) se desarrollan paralelamente a la superficie o sustrato y colgando desde la parte alta del salto de agua. Esto sucede en porciones del salto que no soportan el flujo principal, sino situadas laterales a éste, donde el flujo es menor. En estas condiciones, sus tallos y hojas se cubrirían de carbonato, formándose *boundstones* de plantas colgantes cuyo crecimiento avanza frontalmente y hacia abajo, colgando. Sobre las cortinas de tallos colgantes pueden quedar atrapados fragmentos de tallos

cubiertos por calcita, que llegarían durante los momentos de crecida.

En ocasiones, un rápido desarrollo horizontal de la facies de Calizas de tallos colgantes puede dar lugar a la formación de viseras y, por tanto, de cavidades o cuevas debajo y detrás de esos

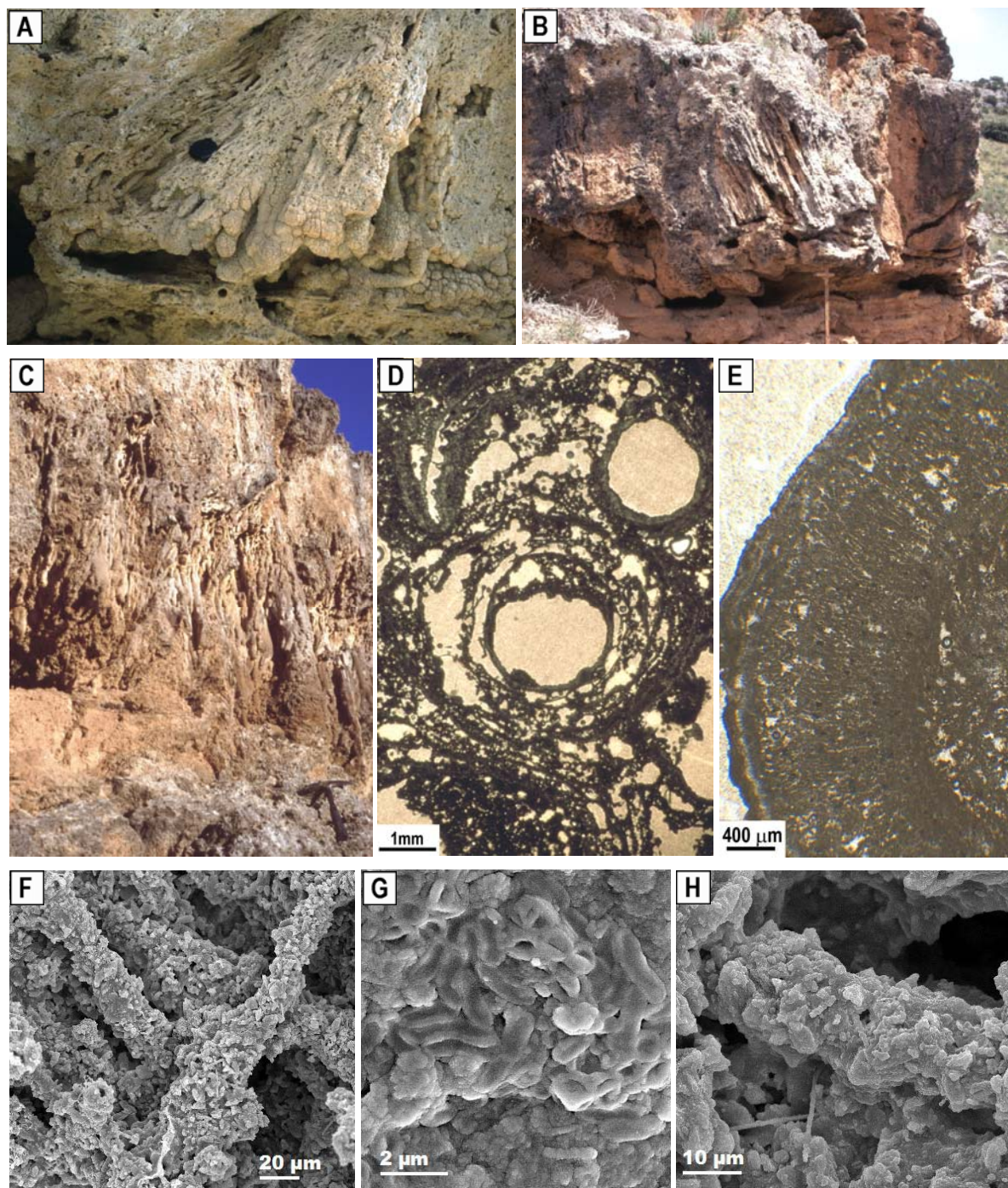


Figura 8.15: Diversos aspectos de la facies de Calizas de tallos colgantes. A, B y C: cortinas de tallos colgantes mostrando inclinaciones variables entre 40-50° en A hasta 90° en C; D: secciones transversales de varios tallos colgantes, desarrollados sobre musgos, con envueltas micríticas formadas alrededor; E: detalle de una de estas envueltas que presenta filamentos micríticos paralelos entre sí y perpendiculares a la laminación; F: tubos entrecruzados presentes en la envuelta de un tallo colgante; G y H: detalles de uno de los tubos carbonatados con presencia de formas bacterianas (G) y diátomeas (H).

salientes. El agua que percola desde la superficie, filtrándose y goteando por la superficie de los tallos, puede convertir a éstos en incipientes estalactitas (Pedley *et al.*, 2003).

8.2.17- Facies de Espeleotemas (E)

Se agrupan en esta facies los recubrimientos carbonatados que tapizan el interior de ciertas cavidades, así como las estalactitas y estalagmitas que se pueden desarrollar dentro de esas cuevas. Estos depósitos son de colores cremas y beige.

La composición mineralógica de esta facies está formada exclusivamente por calcita.

Las cavidades observadas en los edificios tobáceos presentan formas irregulares y dimensiones variables desde 0,20-0,50 hasta 1,30 m de altura. No es muy frecuente, pero se han reconocido rellenos basales de limos laminados en el interior de las cavidades (tramo 7 del perfil de Jesús Nazareno Oeste, fig. 7.11).

Las estalactitas (fig. 8.16A y B) tienen forma columnar, con longitudes variables (hasta 0,8 y 1 m de longitud), diámetro máximo de 10 cm y con el extremo inferior redondeado. En sección transversal las estalactitas son circulares y presentan fina laminación concéntrica en torno a un núcleo hueco.

Las estalagmitas son mucho más escasas, presentan formas cónicas hacia arriba, irregulares y de pocos centímetros de altura. Presentan, igualmente, laminación concéntrica.

Los tapices son, asimismo, depósitos finamente laminados con potencias máximas entre 3 y 6 cm (fig. 8.16C y D). Las láminas pueden ser lisas, onduladas o formar pequeños domos de 2-3 cm de altura y aproximadamente 10 cm de amplitud. En ocasiones se observa que los niveles comienzan siendo ondulados porque se adaptan a la geometría del sustrato (terminaciones de los tallos de musgos, fig. 8.16E) y se van haciendo cada vez más lisos. No obstante, se han visto situaciones que comienzan con láminas lisas y evolucionan a formas dómicas.

Se han reconocido en los perfiles de La Requijada Sur 0 y 1, Barranco de los Arcos 2, Ermita la Blanca, Nuévalos Viejo, Jesús Nazareno Oeste y Este, y La Rinconada (figs. 7.3, 7.5, 7.8, 7.10, 7.11, 7.12, 7.14 y 7.17) y en el depósito de Los Bancales (fig. 8.25). Esta facies se relaciona con el desarrollo de Calizas de briofitas, de Calizas de tallos colgantes y, también, con las Calizas bioclásticas de tallos en sus fracciones más groseras, concretamente con la presencia de troncos y ramas.

Características Microscópicas

Al caracterizar microscópicamente la facies de espeleotemas hay que señalar que los depósitos laminados que forman los tapices y las estalactitas son muy similares entre sí, con la particularidad de que las estalactitas presentan crecimientos concéntricos.

En conjunto se trata de depósitos laminados formados por la alternancia de láminas claras y oscuras (fig. 8.16F, G y H). Estas láminas presentan formas variables desde lisas o suavemente onduladas hasta formas dómicas y columnares. En la mayoría de los casos estudiados se aprecia que las irregularidades de la laminación se suavizan a lo largo del crecimiento del espeleotema: sin

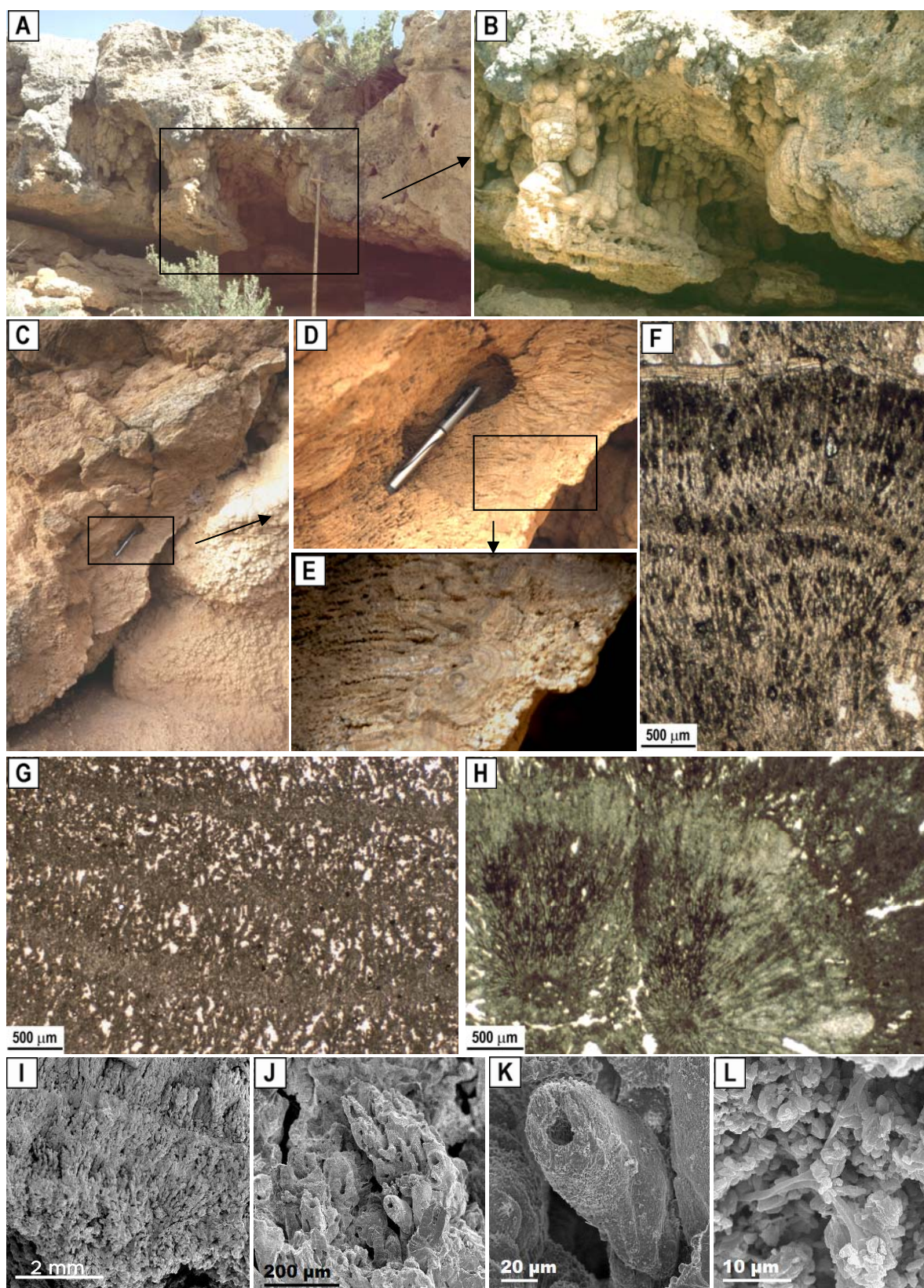


Figura 8.16: Diversos aspectos de la facies de Espeleotemas. A y B: recubrimientos de cavidades con formación de estalactitas; C, D y E: recubrimientos laminados que tapizan cuevas, en E se observa que se desarrollan sobre musgos; F: sección de una estalactita; G y H: secciones de recubrimientos laminados; nótese la presencia de filamentos micríticos en los tres casos; I: recubrimiento laminado con alternancia de láminas porosas y densas, en ambas presencia de filamentos; J y K: detalle de los filamentos (tubos carbonatados); L: filamentos calcitizados entre micrita.

embargo, en las secciones de estalactitas las ondulaciones e irregularidades pueden hacerse más notables en las láminas externas. Las láminas claras están formadas por grandes cristales de esparita y microesparita que se disponen formando empalizadas perpendiculares a la laminación, o bien formando abanicos. Estas láminas presentan espesores de 0,1 a 2 mm. Por otro lado, las láminas oscuras pueden ser una fina pátina (unas pocas micras) que separa dos láminas esparíticas o bien ser láminas micríticas con mayor desarrollo y espesores de 50-60 μm a 1,5 mm, excepcionalmente hasta 3 mm.

Es frecuente encontrar formas filamentosas microbianas incluidas en estos depósitos; se acumulan preferentemente en las láminas oscuras, donde pueden llegar a formar empaquetamientos densos (fig. 8.16F y G), incluso formas dómicas (fig. 8.16H), pero también se han encontrado en las bandas esparíticas, a veces como sombras incluidas en los cristales de calcita. En algunos casos, se interpreta que ha existido una recristalización del carbonato, ya que aparecen grandes cristales de esparita que muestran sombras de una laminación ondulada anterior al recrecimiento de los cristales (muestra RS-0-4).

En microscopio electrónico esta facies se caracteriza por la presencia de grandes cristales esparíticos formando empalizadas de entre 0,5 y 1 mm de altura separadas por otras láminas más finas de cristales tamaño microesparita. En estos casos la presencia de restos orgánicos es escasa, apareciendo exclusivamente tubos carbonatados huecos dispuestos paralelos a los cristales de esparita.

Sin embargo, otras muestras presentan un bandeado formado por tubos carbonatados paralelos entre sí (fig. 8.16I). Sus dimensiones aproximadas son 20 μm de diámetro total, 2 a 4 μm de diámetro interior vacío y 60 μm de longitud visible (fig. 8.16J y K). Junto a estas formas filamentosas, aparecen otras calcitizadas, no cubiertas de carbonato (fig. 8.16L), con dimensiones menores (diámetros máximos de 1 μm y longitudes de entre 20 y 45 μm). Por último, señalar la presencia de formas microbianas cilíndricas tipo bacilo (diámetros aproximados de 0,50 μm y longitudes de 3 a 4 μm) y esféricas tipo coco (diámetro de 3 a 3,5 μm).

Interpretación

Es frecuente el desarrollo de cuevas y cavidades de dimensiones variables bajo saltos de agua y cascadas, esto es, asociadas al crecimiento frontal de barreras con viseras de musgos y de tallos colgantes. Las cuevas así formadas suelen presentar en las paredes y suelos recubrimientos de carbonato laminado; se trata del carbonato que precipita a partir del agua que se filtra desde la superficie y cuyo desarrollo se ve favorecido por la actividad de comunidades microbianas. Situaciones similares han sido descritas por Pedley *et al.* (2003) en el sistema fluvio-lacustre de Ruidera.

Se ha observado que en muchos casos estos recubrimientos se desarrollan sobre tallos colgantes (seguramente con envueltas carbonatadas previas formadas mientras formaba parte de la cascada o salto), de modo que éstos pueden ser precursores en su formación. El carbonato precipitado a partir del agua que escurre por los tallos colgantes situados en el techo de la cueva, propicia la formación de una estalactita y, excepcionalmente, de una estalagmita a partir del agua que gotea en el suelo.

8.3- ASOCIACIONES DE FACIES

Se ha estudiado cómo se asocian las facies reconocidas en los depósitos tobáceos de los ríos Piedra y Mesa. Estas facies se organizan formando secuencias simples, de espesor métrico, que representan la sucesión vertical o superposición de ambientes o subambientes relacionados lateralmente. Se han reconocido 6 secuencias que se describen e interpretan de forma similar a como se han mostrado las secuencias identificadas en el Terciario de la Cuenca del Ebro (la explicación de los símbolos utilizados aparece en la leyenda general, fig. 2.4)

Son todas ellas secuencias reales que se han observado en el campo en sus formas completas o incompletas. Como se desprende del capítulo de Estratigrafía, los depósitos de tobas fósiles de los ríos Piedra y Mesa aparecen asociados a conglomerados, areniscas, lutitas y margas, en conjunto mucho menos abundantes, que se reconocen preferentemente en la parte inferior de las sucesiones tobáceas. Como consecuencia, a diferencia de lo que ocurría en la Cuenca del Ebro, para los materiales de los ríos Piedra y Mesa solamente se han reconocido secuencias detrítico-carbonatadas y carbonatadas, pero no secuencias detríticas puras. La numeración de las secuencias de los ríos Piedra y Mesa es correlativa a la de las secuencias de Borja para facilitar la identificación de cada secuencia en el Bloque III.

Para explicar la forma en que se relacionan las facies entre sí se han utilizado una serie de símbolos que se exponen a continuación:

\	Base erosiva	↓↑	Alternancia
↑	Paso vertical	()	Término ocasional
⇔	Paso lateral	,	Términos alternativos

Secuencias Mixtas Detrítico-Carbonatadas

8.3.1- Secuencia 9

Estas secuencias (fig. 8.17) tienen una potencia que oscila entre 2,5 y 10,0 m, mientras que el espesor de las facies integrantes es variable entre 0,2 y 4,5 m. La secuencia 9, en su forma completa o alguna de sus variaciones incompletas, aparece en todos los perfiles estudiados, con la excepción de los perfiles del Arco de la Yedra y La Rinconada.

La secuencia más completa que se ha encontrado, **secuencia 9a**, comienza con la facies de conglomerados lenticulares con estratificación cruzada, Glc, cuya base es una superficie erosiva localmente canaliforme. En ocasiones, la facies Glc es sustituida por la de Conglomerados tabulares masivos, Gtm. La secuencia evoluciona verticalmente a la facies de Areniscas lenticulares con estratificación cruzada, Alc. Esporádicamente la facies de Lutitas masivas, Lm, aparece en la secuencia como intercalaciones entre cualquiera de las facies descritas anteriormente.

A continuación, comenzando los términos carbonatados de la secuencia, aparece la facies de Calizas bioclásticas de tallos, Cbt, que suele presentar texturas groseras con fitoclastos de orden centimétrico a decimétrico (incluye frecuentemente troncos y ramas). Por encima, mostrando un

contacto irregular con Cbt y en ocasiones directamente sobre las facies detríticas basales, aparece la facies de Calizas de briofitas, Cbr, que es la facies más potente, alcanzando espesores de hasta 4,5 m (fig. 8.18A). Es frecuente que el crecimiento horizontal de los montículos de musgos genere cavidades, en relación a las cuales se encuentran las facies de Calizas de tallos colgantes (Ctc) y Espeleotemas (E).

La secuencia continúa con la facies de Calizas de tallos verticales, Ctv, que se relaciona lateralmente con la facies de Calizas bioclásticas de tallos. El paso lateral entre estas dos facies es muy rápido y frecuente en un mismo nivel.

La secuencia termina con dos facies que incluyen gasterópodos: Arenas y Limos tabulares con laminación horizontal, Ath, de granos carbonatados y escasamente cementados, y Calizas bioclásticas de gasterópodos, Cbg.

Se han reconocido dos secuencias incompletas derivadas de la secuencia 9a:

Secuencia 9b: esta secuencia resulta de la ausencia de los términos detríticos que aparecían en la base y próximos al techo de la secuencia completa. Así, la variante 9b (fig. 8.18B) comienza con Calizas de tallos verticales que evolucionan lateralmente a Calizas bioclásticas de tallos que pueden incluir fitoclastos de tamaños centimétricos a decimétricos y oncolitos dispersos. El paso lateral entre ambas facies es rápido y se puede producir varias veces en un mismo nivel. Estos niveles formados por tallos *in situ* y rotos son irregulares, tanto tabulares como lenticulares, y con las superficies de estratificación onduladas ya que se adaptan a las geometrías arbustivas de los *boundstones* de tallos.

A continuación, aparece la facies de Calizas de briofitas, Cbr, que en su inicio alterna con las facies de calizas de tallos verticales y bioclásticas de tallos, pero que después, y hasta el techo de la secuencia, se hace dominante. Al igual que para la secuencia 9a, la facies Cbr puede presentar asociadas lateralmente las facies de Calizas de tallos colgantes y Espeleotemas.

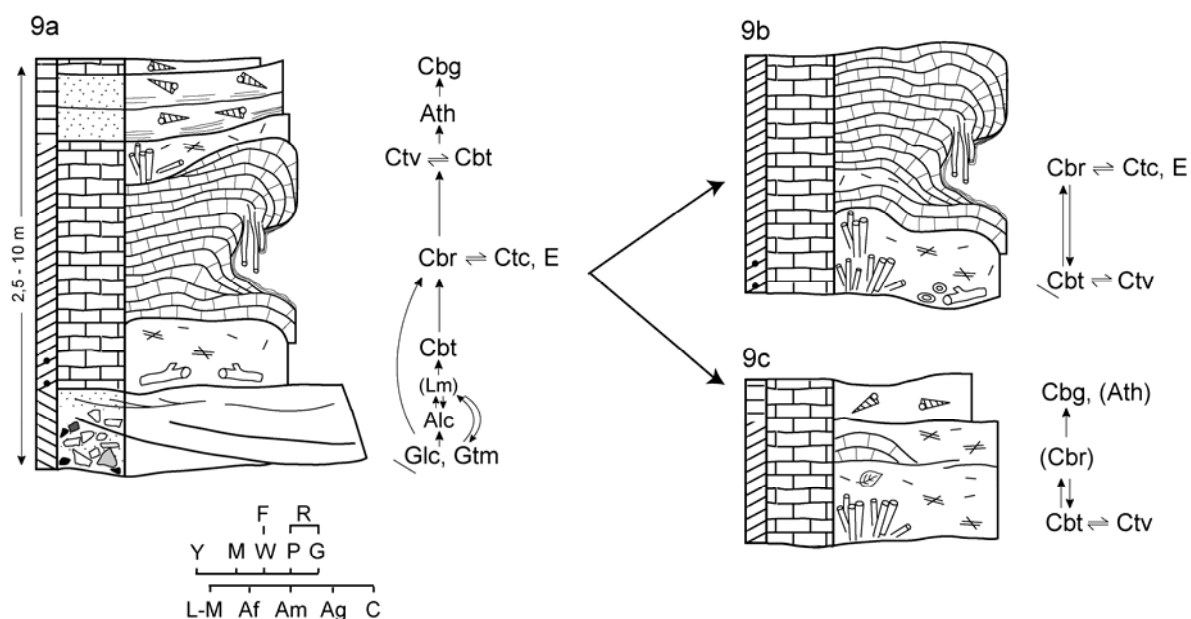


Figura 8.17: Secuencia 9a y sus variaciones incompletas (9b y c).

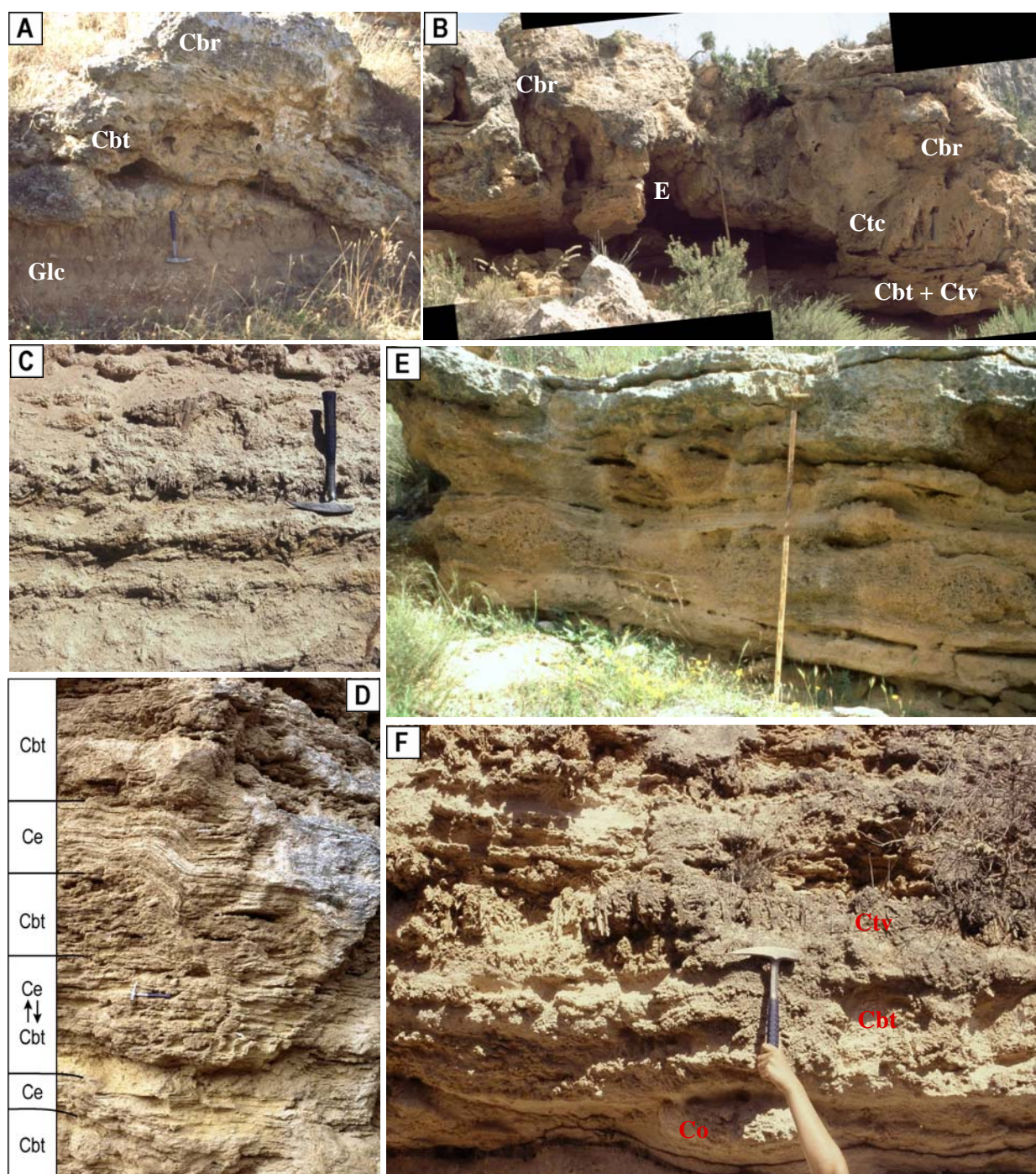


Figura 8.18: Aspectos de campo de algunas secuencias. A: parte inferior de la secuencia 9a que comienza con Conglomerados lenticulares con estratificación cruzada (Glc), después la facies fitoclástica (Cbt) que puede incluir ramas y por encima, desarrollo de tapices de musgos (Cbr); B: secuencia 9b que comienza con Calizas bioclásticas de tallos, seguidas por Calizas de briofitas o sus equivalentes laterales en relación a cavidades (Calizas de tallos colgantes, Ctc, y Espeleotemas, E); C: parte superior de la secuencia 10, alternancia de Margas (Mm) y Calizas bioclásticas de tallos y de tallos verticales (Cbt y Ctv); D: repetición de secuencias 11b (Calizas bioclásticas de tallos, Cbt, y estromatolíticas, Ce); E: secuencias 12b que comienza con boundstones de carófitas (Cc) y continúa con Calizas bioclásticas de gasterópodos (Cbg); F: secuencia 14: comienza con una pequeña canalización de detalle rellena por Calizas oncolíticas (Co), por encima aparece las facies de Calizas bioclásticas de tallos y de tallos verticales (Cbt y Ctv).

Secuencia 9c: en este caso también están ausentes los términos detríticos del inicio de la secuencia. La secuencia incompleta 9c comienza con la presencia de las facies de Calizas de tallos verticales y bioclásticas de tallos. La secuencia continúa con la desaparición de los *boundstones* de tallos, haciéndose, por tanto, dominantes las calizas fitoclásticas que, ocasionalmente, engloban pequeños montículos de *boundstones* de musgos, Cbr, de orden decimétrico. La secuencia termina con la aparición de Calizas bioclásticas de gasterópodos sustituidas localmente por la facies de Arenas y Limos tabulares con laminación horizontal, Ath.

Interpretación

El inicio de esta secuencia representa el típico relleno de un canal fluvial con formación de barras conglomeráticas y conglomerático-arenosas con o sin frentes de avalancha. Este relleno sucede a una etapa de incisión durante la cual el sistema fluvial se ha encajado más o menos profundamente en el sustrato y acarrea los materiales erosionados en la cabecera y a lo largo del valle. Durante esta etapa los cauces poseerían un perfil longitudinal de pendiente importante, pero relativamente homogéneo. La ordenación granodecreciente de las facies detríticas indica una evolución a condiciones de energía decrecientes. El relleno de estos canales puede continuar con la acumulación de fragmentos de tallos, en ocasiones de gran tamaño como troncos y ramas (facies Cbt). En algunos casos, cuando existe una fuerte trabazón de los restos, puede producirse la formación de barreras en el cauce.

Las zonas donde existen o se generan estos pequeños saltos e irregularidades del cauce son las áreas favorables para el desarrollo de briofitas. Si las condiciones son óptimas, esta colonia incipiente podría llegar a alcanzar alturas importantes (varios metros) debido a la superposición de sucesivos niveles de musgos y construyendo entonces una irregularidad considerable en el perfil longitudinal del río, una barrera que puede desarrollarse hasta formar una cascada. Como ya se ha explicado al describir la facies de Calizas de briofitas, es frecuente que se asocien a estas cascadas de musgos plantas hidrófilas que, debido al empuje de la corriente de agua, viven tumbadas, inclinadas y colgando, formando así la facies de Calizas de tallos colgantes.

El crecimiento preferente en sentido horizontal del frente de la cascada provoca que se formen viseras y por debajo de ellas se generen cavidades que se irán recubriendo con carbonato laminado formando la facies de Espeleotemas.

La formación de una barrera en el río supone la creación de una zona represada y remansada aguas arriba de la misma, donde se produciría la acumulación de material fitoclástico fino (facies Cbt), la colonización del sustrato por plantas hidrófilas (facies Ctv) y por organismos como gasterópodos y carofitas (facies Ath y Cbg). Se produce así una importante agradación del sistema tobáceo que adquiere un perfil longitudinal escalonado y tiende a rellenar el valle fluvial con de una geometría en *onlap* en sección transversal.

Las variaciones incompletas de la secuencia 9a se caracterizan por la ausencia de las facies detríticas de la base de la secuencia. Así, la secuencia 9b comienza con el relleno del canal fluvial por fragmentos fitoclásticos que pueden estar acompañados por escasos oncolitos en la base de las canalizaciones (facies Cbt). Lateralmente, en zonas más tranquilas del canal o en momentos de menos descarga, se produce la colonización del sustrato por vegetación hidrófila (facies Ctv). Las

irregularidades que introducen en el cauce las acumulaciones de fragmentos de tallos y los boundstones de tallos pueden ser cubiertas por musgos hasta constituir una barrera, que podría incluir la facies de Calizas de tallos colgantes y el desarrollo de cuevas.

En cambio, la secuencia 9c representa sectores del río donde domina la acumulación de material fitoclástico y donde podrían vivir ciertas plantas hidrófilas (facies Cbt y Ctv), mientras que el crecimiento de musgos está muy limitado, quedando reducido a la formación de pequeños domos. Por último, en condiciones de aguas tranquilas, se produciría la colonización de esta zona del río por gasterópodos y carofitas (facies Cbg).

8.3.2- Secuencia 10

Estas secuencias (fig. 8.19) tienen una potencia variable entre 1,5 y 2,6 m, mientras que las facies que la componen tienen espesores que oscilan entre unos pocos centímetros y 0,6 m. Son poco frecuentes y sólo aparecen en el sector de La Rinconada (figs. 7.17 y 7.18).

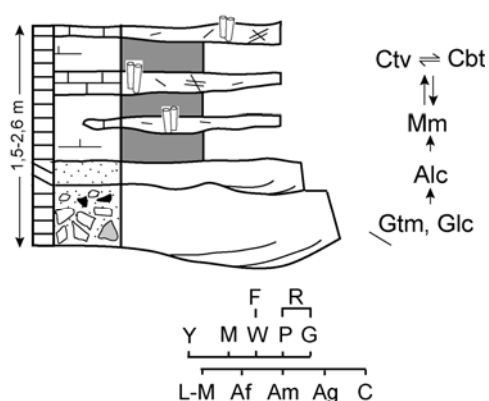


Figura 8.19: Secuencia 10.

La secuencia más completa que se ha encontrado comienza con Conglomerados tabulares masivos, Gtm, que, en ocasiones, son sustituidos por Conglomerados que presentan estratificación cruzada, Glc. En ambos casos, la base de la secuencia es erosiva y presenta geometrías canaliformes. A continuación, aparece la facies de Areniscas lenticulares con estratificación cruzada, Alc, que forma estratos lenticulares y tabulares con pequeñas canalizaciones de detalle en la base.

Por encima, se dispone la facies de Margas masivas que se presenta formando una alternancia con las facies de Calizas de tallos verticales y bioclásticas de tallos (Ctv y Cbt) (fig. 8.18C). Estas últimas se disponen en niveles lenticulares de potencia centimétrica, donde el paso lateral de una facies a otra es muy brusco.

Interpretación

El inicio de la secuencia 10 es muy similar al de la secuencia 9. Se interpreta como el relleno de un canal fluvial por material detrítico grosero en momentos de alta descarga, formándose en unos casos barras con frente de avalancha y en otros depósitos masivos (facies Glc y Gtm). El relleno del canal termina con la acumulación de material arenoso debido a la migración de dunas por el techo de las barras conglomeráticas (facies Alc).

Tras el relleno del canal, se instalan sobre él condiciones palustres con la formación de zonas encharcadas que representan la llanura de inundación del sistema fluvial. Se produce allí una alternancia entre la sedimentación margosa y la colonización del sustrato por plantas hidrófilas cuyos tallos son recubiertos por carbonato. Estos tallos, en momentos de mayor llegada de agua a la zona palustre, son fragmentados y acumulados junto a otros tallos que se conservan en su posición original

(facies Cbt y Ctv). Esta secuencia también podría representar un ambiente situado aguas arriba de la secuencia 9a: la alternancia de Margas y Calizas de tallos verticales representa el ambiente encharcado producido aguas arriba de un represamiento incipiente, que en la secuencia 9 vendría dado por la facies de Calizas bioclásticas de tallos, Cbt.

8.3.3- Secuencia 11

Las secuencias 11 (fig. 8.20) tienen un espesor variable entre 1,0 y 2,5 m, siendo la potencia de las facies integrantes también variable entre 0,2 y 1,0 m. Es una secuencia poco abundante, solamente se ha reconocido en los perfiles de Nuévalos Viejo, Jesús Nazareno Este y Casas de los Villarejos (figs. 7.11, 7.14 y 7.16).

La secuencia más completa reconocida en el campo, **secuencia 11a**, comienza con la facies de Calizas oncolíticas, Co, cuya base es erosiva y donde los oncolitos, en ocasiones, se organizan formando *sets* de estratificación cruzada planar. Este primer término de la secuencia es frecuente que no aparezca.

A continuación, aparece la facies de Calizas bioclásticas de tallos con fitoclastos de tamaños entre centimétricos y milimétricos. Por encima, se hallan las Calizas estromatolíticas, Ce, cuya característica más llamativa es la laminación que muestran y que incluyen cuñas de facies Cbt. Es frecuente que la laminación presente cierta inclinación, e incluso formas onduladas similares a escalones de altura decimétrica (fig. 7.13). Hacia el techo de la secuencia, la facies Ce se hace dominante, pero también puede presentar un paso lateral a la facies de Calizas de briofitas que aparece en la secuencia formando pequeños montículos de musgos en relación a escalones de las facies laminadas.

Se han reconocido dos secuencias incompletas derivadas de la secuencia 11a:

Secuencia 11b: esta variante consiste en una sucesión de los términos de Calizas bioclásticas de tallos y las Calizas estromatolíticas. Son secuencias de escasa potencia, entre 0,2 y 0,4 m, cuya repetición puede originar alternancias de hasta 2,0 m de espesor (fig. 8.18D).

Secuencia 11c: esta variación de la secuencia completa consiste en el tapizado

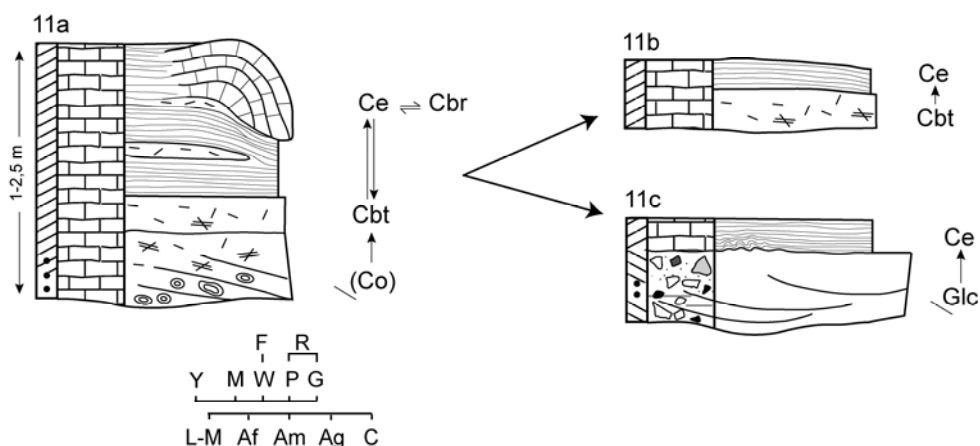


Figura 8.20: Secuencia 11a y sus variaciones incompletas (11b y c).

estromatolítico de la facies de Conglomerados lenticulares con estratificación cruzada. Estos conglomerados presentan la base erosiva, localmente canaliforme y, por encima de ellos, se dispone la facies de Calizas estromatolíticas con laminación irregular debido a que los estromatolitos recubren los cantos y bloques situados en el techo del nivel conglomerático, llegando a desarrollarse formas dómicas. Estas irregularidades se van suavizando en la vertical.

Interpretación

La secuencia más completa, secuencia 11a, se interpreta como el relleno de un canal fluvial. El inicio del relleno se identifica con la acumulación de oncolitos y fragmentos de tallos formando depósitos masivos o bien barras con frentes de avalancha (facies Co). Esta facies no siempre está presente quedando reducida, en ocasiones, a un depósito residual en la base del canal, e incluso, desapareciendo completamente.

El relleno del canal continuaría con el depósito de fragmentos de tallos arrastrados desde zonas palustres (facies Cbt), que alternarían con la formación de las facies estromatolíticas desarrolladas en tramos del cauce con flujo rápido (facies Ce). En esta facies se ha observado la presencia de agrupaciones filamentosas dispuestas perpendicularmente al sustrato que favorecerían la precipitación bioinducida del carbonato. Ambas facies, Calizas bioclásticas de tallos y estromatolíticas, alternan en la vertical lo que muestra que se suceden momentos donde hay llegada y depósito del material fitoclástico y otros momentos donde se produce la precipitación *in situ* del carbonato. La presencia de cierta inclinación de las facies laminadas, e incluso, la existencia de irregularidades a modo de pequeños escalones decimétricos se interpreta como un reflejo de la pendiente y configuración topográfica del cauce. La asociación lateral con la facies de Calizas de briofitas se explicaría como consecuencia de la afinidad que tienen los musgos para crecer en los pequeños saltos de agua presentes en el cauce y, así, se conservan en el registro fósil como domos escalonados de altura decimétrica.

La secuencia 11b refleja la alternancia entre momentos donde domina la llegada de material fitoclástico que es arrastrado desde otras zonas del sistema fluvial y acumulado en esta zona del cauce y, otros momentos, donde domina la precipitación *in situ* del carbonato formando las facies laminadas.

Por último, la secuencia 11c refleja condiciones iniciales más energéticas con incisión y entrada de clastos de otras unidades geológicas y desarrollo en el fondo del canal de barras con crestas onduladas. Al decrecer las condiciones energéticas, sobre los clastos depositados, comienza a producirse la precipitación del carbonato en facies estromatolíticas.

Secuencias Carbonatadas

8.3.4- Secuencia 12

Estas secuencias (fig. 8.21) presentan una potencia variable entre 1,0 y 1,75 m. El espesor de las facies que componen la secuencia es variable entre 0,15 y 1,0 m. Es una secuencia poco frecuente, reconocida en los perfil de La Requijada Sur 2 (fig. 7.6) y a lo largo del Barranco de los

Arcos (figs. 7.8 y 8.26).

La secuencia más completa, **secuencia 12a**, comienza con la facies de Calizas bioclásticas de tallos que presenta base erosiva y geometrías canaliformes. Normalmente presenta fragmentos de tallos de tamaño milimétrico y, menos frecuentemente, centimétrico. A continuación, aparece la facies de Calizas de carofitas (Cc), que constituye cuerpos de geometría lenticular cóncavo-plana de amplitud métrica. Las carofitas pueden aparecer verticales, o bien inclinadas según la dirección de la corriente. Entre estos tallos en posición de vida pueden aparecer fragmentos de las propias carofitas, e incluso de plantas superiores.

Por encima, aparece una alternancia compuesta por las facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos, Cbg, que también incluyen fragmentos de carofitas, y Margas masivas, Mm.

Se ha identificado una variación incompleta de esta secuencia:

Secuencia 12b: esta secuencia se ha reconocido en el perfil del Barranco de los Arcos 2 (fig. 7.8) y en otros edificios tobáceos que aparecen en ese mismo barranco aguas abajo. La potencia total de esta variante oscila entre 0,50 y 0,75 m. La secuencia comienza con la facies de Calizas de carofitas que se presentan formando niveles tabulares con la base plana y el techo fuertemente ondulado debido al crecimiento de las propias matas de carofitas. Por encima, aparece la facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos en finos niveles centimétricos también ondulados (fig. 8.18E).

Interpretación

Esta secuencia supone el paso desde ambientes de canal activo a remansado, debido al cierre de un brazo fluvial por barras desarrolladas aguas arriba en el canal o bien como consecuencia de la presencia de barreras aguas abajo. Así, la secuencia comienza con un depósito de fragmentos finos de tallos de macrofitas en el cauce fluvial (facies Cbt). A continuación, ya en situación de áreas protegidas y remansadas, se desarrollaría una densa vegetación de carofitas cuyos tallos, recubiertos de carbonato, se conservan en el registro fósil, preservando su disposición original (verticales o inclinados en caso de que exista una débil corriente de agua) (facies Cc).

Debido a la renovación de las aguas en esta zona protegida, se produciría la fragmentación de las carofitas y su acumulación, junto a las conchas de los gasterópodos, dando la facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos, que alternaría con facies de Margas generadas tras episodios de crecidas que introducen detríticos finos en este subambiente.

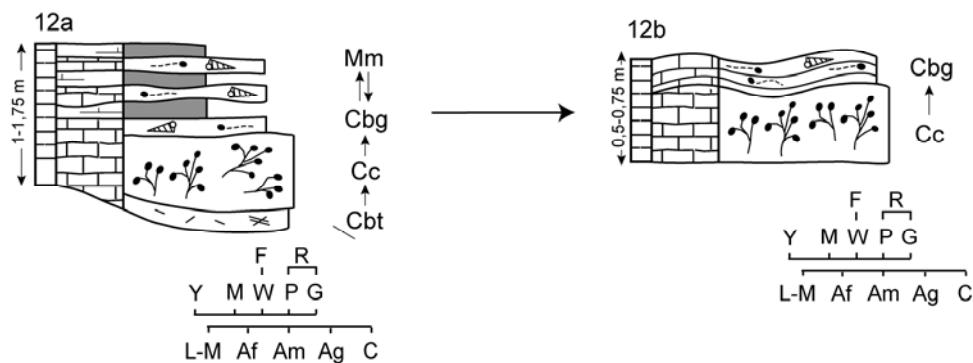


Figura 8.21: Secuencia 12a y su variación incompleta 12b.

La secuencia 12b representaría el depósito producido en zonas remansadas, similares a pequeños lagos someros con aguas tranquilas. Bajo estas condiciones, en aguas limpias y con buena renovación, vivirían carofitas, conservadas en su posición de vida, y gran cantidad de gasterópodos. Debido a la fragilidad de las carofitas, una pequeña remoción (p. e. suave oleaje) de las aguas provocaría su fragmentación, acumulándose junto a los gasterópodos en finos niveles que se adaptarían a las geometrías del techo de los *boundstones* de carofitas de estadios anteriores; de ahí las formas onduladas que presenta la facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos en estas secuencias.

8.3.5- Secuencia 13

Estas secuencias (fig. 8.22) presentan espesores variables entre 0,05 y 0,6 m. La potencia de las facies integrantes oscila entre 0,02 y 0,4 m. Es una secuencia ocasional debido a que una de las facies que la componen, facies C, es muy escasa; solamente se ha reconocido en los perfiles del Arco de la Yedra y Nuévalos Viejo (fig. 7.2 y 7.11).

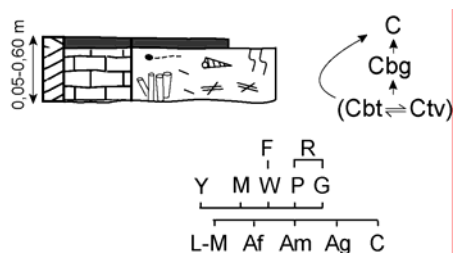


Figura 8.22: Secuencia 13.

La secuencia más completa comienza con las facies de Calizas bioclásticas de tallos, Cbt, y de tallos verticales, Ctv, que se relacionan lateralmente en un mismo nivel y donde el paso lateral de una facies a otra es frecuente y rápido. Estas dos primeras facies no siempre están presentes.

La secuencia evoluciona, en muchos casos de forma gradual, a la facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos que puede mostrar rasgos de bioturbación por raíces. Por último, para culminar la secuencia aparece la facies de carbón en finos niveles tabulares, a veces lenticulares, de espesor centimétrico (hasta 7 cm).

Es menos frecuente, pero se ha observado en el perfil de Nuévalos Viejo (fig. 7.10), que la facies de Carbón se apoye directamente sobre la facies de Calizas bioclásticas de tallos, y por tanto, en este caso la facies Cbg está ausente.

En el perfil del Arco de la Yedra (fig. 7.2 y fig. 8.4) es frecuente la repetición de varias secuencias completas en la vertical, generando una alternancia que alcanza 1,20 m de espesor.

Interpretación

La secuencia comienza con la sedimentación en áreas palustres donde existe vegetación hidrófila enraizada cuyos tallos, parcialmente sumergidos, serían recubiertos de carbonato; lateralmente a estos *boundstones* de tallos se acumularían fragmentos de las envueltas carbonatadas que se han formado en torno a los tallos.

En relación con el evento que ha llevado a la fragmentación de las plantas se produciría el ascenso del nivel del agua y el desarrollo de comunidades de gasterópodos y carofitas; éstas, por su fragilidad, serían fragmentadas por suaves corrientes u oleaje. La falta de renovación del agua favorecería la proliferación de algas microscópicas y la situación de anoxia debido al consumo de oxígeno por los organismos acuáticos. En esta situación se formaría el carbón sapropélico.

También es posible que a partir de las condiciones palustres iniciales, sin elevación de la lámina de agua, se establezca un ambiente de turbera. El suelo permanentemente encharcado y sin drenaje determinaría la creación de carbones húmicos.

En ambos casos, las áreas donde se acumularía el carbón, corresponde a zonas sin comunicación con los canales principales y deprimidas dentro del sistema fluvial.

8.3.6- Secuencia 14

Esta secuencia (fig. 8.23) alcanzan espesores variables entre 0,5 y 1,2 m, siendo la potencia de cada una de las facies que componen la secuencia también variable, entre 0,15 y 0,5 m. La secuencia 14 se ha reconocido exclusivamente en el perfil de La Rinconada (fig. 7.17); sin embargo, la asociación de Calizas bioclásticas de tallos y Calizas de tallos verticales es muy frecuente y se ha reconocido en casi todos los perfiles estudiados.

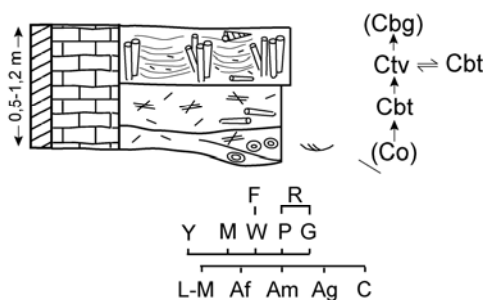


Figura 8.23: Secuencia 14.

La secuencia, en su forma más completa, empieza con la facies de Calizas oncolíticas, Co, cuya base dibuja suaves canalizaciones de escala centimétrica a decimétrica y donde los oncolitos se organizan formando *sets* de estratificación cruzada en surco. Esta facies inicial frecuentemente no se reconoce.

A continuación aparece la facies de Calizas bioclásticas de tallos, donde algunos tallos pueden estar tumbados y orientados, y por encima las Calizas de tallos verticales (fig. 8.18F), en cuyo caso los tallos se presentan formando arbustos de hasta 60 cm de altura. Entre estos *boundstones* de tallos se encuentran depósitos que en sección tienen geometrías de base y techo cóncavos formados por pequeños fragmentos de tallos que llegan a constituir la facies de Cbt en sus rangos texturales más finos. Localmente estos depósitos culminan con *mudstones* con rasgos de bioturbación (facies Cbg).

Interpretación

Estas secuencias se generarían en zonas palustres laterales a los cauces fluviales principales, donde es posible la existencia de pequeñas canalizaciones secundarias derivadas del cauce principal o bien como afluentes procedentes de barrancos marginales; en estos pequeños canales se formarían y acumularían oncolitos y fragmentos de tallos (facies Co), a los que seguirían los depósitos de tallos rotos (Cbt) acarreados desde áreas palustres adyacentes.

Sobre estos canales rellenos se implantan condiciones palustres con desarrollo de macrofitas hidrófilas, constituyendo agrupaciones densas de arbustos con alturas importantes; serían amplias zonas encharcadas cubiertas prácticamente en su totalidad por vegetación herbácea y arbustiva, tipo carrizal (facies Ctv).

Entre estos arbustos ya carbonatados quedarían pequeños charcos o canales con lenta

circulación (canales de evacuación) en donde se acumularían los fragmentos de tallos e incluso podrían convertirse en áreas de sedimentación de fango carbonatado con o sin gasterópodos, y rasgos de bioturbación.

8.4- ANÁLISIS DE DEPÓSITOS

El estudio sedimentológico se complementa con el análisis en detalle de varios afloramientos con especial interés debido a que amplían la información suministrada por los perfiles estratigráficos, atendiendo a aspectos como la distribución y relaciones laterales de las facies, las características geométricas de los depósitos o la existencia de eventos erosivos dentro de un mismo edificio tobáceo.

Se han estudiado seis depósitos, cuatro en los afloramientos del río Piedra (La Requijada, Los Bancales, Barranco de los Arcos 5 y Los Chorreaderos) y otros dos en los del río Mesa (Jesús Nazareno Este y Los Villarejos Norte).

8.4.1- La Requijada

El depósito de La Requijada se localiza próximo al km 32,2 de la carretera comarcal 202 (Calatayud-Milmarcos), en la margen izquierda del río Piedra. Se presenta un esquema del depósito con orientación oeste-este que se ha realizado entre el cortado del río y la carretera (fig. 8.24). Este depósito se encuentra en la hoja de Ateca (437) del Mapa Topográfico a escala 1:50000 y sus coordenadas UTM aproximadas son 30TXL015592 para el extremo oeste, y 30TXL018593 para el extremo este. La vista panorámica aparece en parte cubierta por varios deslizamientos de ladera y por derrubios procedentes de la realización de un camino.

Se muestra en la figura 8.24 un esquema del edificio tobáceo que se superpone en discordancia angular a las formaciones carbonatadas del Cretácico y a los depósitos detríticos del Terciario. La geometría de la superficie de la discordancia es irregular, mostrando dos zonas fuertemente incididas y un alto que las separa; en esta zona de alto afloran los materiales detríticos terciarios.

Se han levantado tres perfiles estratigráficos en este paquete tobáceo que, de oeste a este, son La Requijada Sur 0, 1 y 2 (figs. 7.3, 7.5 y 7.6).

Este depósito se puede dividir para su estudio en dos estadios diferentes separados por una etapa erosiva. El primero (estadio 1) aparece en la figura 8.24 coloreado en gris, mientras que el segundo (estadio 2) aparece en blanco. El estadio 1 se inicia tras una incisión, a partir de la cual comienza una sedimentación continua donde alternan depósitos detríticos y tobáceos, que se disponen en *onlap* hacia el este. Hay que señalar que las pequeñas canalizaciones presentes en este estadio no suponen una interrupción en el desarrollo del edificio tobáceo. La variedad de facies encontradas en este estadio es muy grande, desde detríticas groseras (Glc, Gtm y Gcd) a finas (Ath) y, por supuesto, carbonatos (Mm, Cbg, Cbt, Ctv, Cbr, Ctc, E). En el sector oeste del depósito (ver perfil de La Requijada Sur 0, fig. 7.3) se reconocen depósitos carbonatados bien estratificados en la base (facies Cbg) con alguna intercalación detrítica (Glc, Gtm y Ath), que en la vertical son sustituidos por facies fitoclásticas, de briofitas y de tallos colgantes con importante desarrollo de cuevas (Cbt, Cbr, Ctc y E). El final del estadio 1 es desconocido debido a recubrimientos y erosión. Lateralmente a los depósitos de cascada y hacia el este, aparece la facies de Conglomerados cuneiformes desorganizados (Gcd), que se interpretan como producto del colapso de cuevas. En el

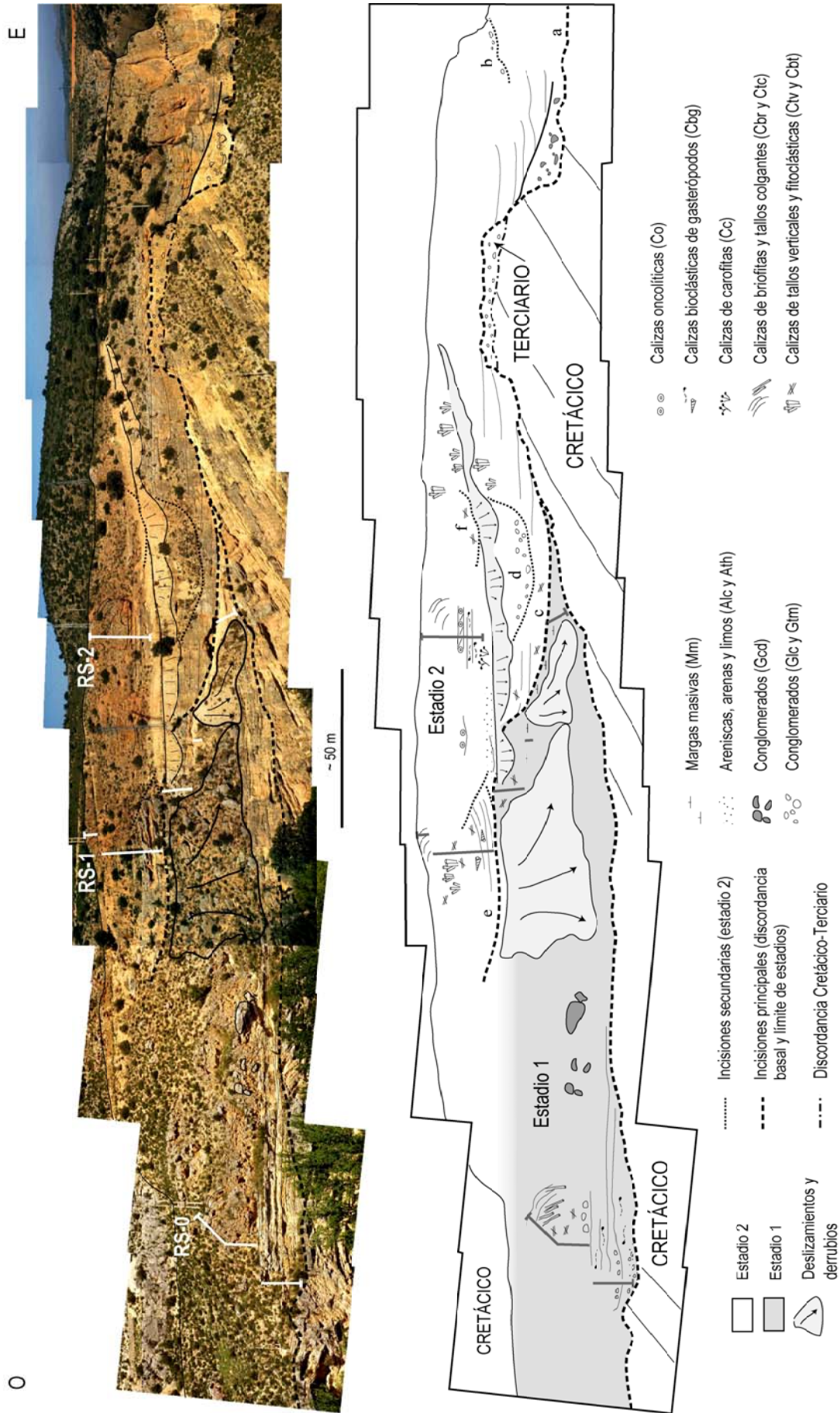


Figura 8.24: Depósito de La Requijada donde se han diferenciado dos estadios de crecimiento del edificio tobáceo separados por dos episodios de incisión inicial (estadio 1 coloreado en gris y estadio 2 en blanco). Nótese que en el segundo estadio presenta varias etapas erosivas menores. Las superficies erosivas y los depósitos correlativos se señalan con las letras a, b,...f.

extremo oriental del estadio 1, se dispone un potente paquete de margas (base del perfil de La Requijada Sur 1, fig. 7.5) que se atribuye a sedimentación en ambientes remansados similares a pequeños lagos, correlativa a los depósitos de cascadas y cuevas del extremo occidental.

El estadio 2 comienza con una fuerte incisión que en el sector oriental del afloramiento alcanza casi la cota de circulación actual del río Piedra y afecta a toda la sucesión carbonatada del Cretácico Superior, hasta las Arenas de Utrillas. Una vez producida esta incisión empieza el relleno, primero con la facies de Conglomerados desorganizados (facies Gcd) que presenta geometría en cuña y que sería el resultado del desplome o deslizamiento de las laderas con fuerte pendiente que limitarían el sistema tobáceo. Y a continuación con otras facies detríticas (Glc y Gtm) y facies carbonatadas propiamente tobáceas (Cbt, Ctv,...). El crecimiento del depósito se ve condicionado por sucesivas incisiones que destruyen parcialmente el edificio tobáceo que se está formando. Se pueden distinguir en el esquema 8.24 varios de estos eventos erosivos que llegan a encajarse en los depósitos previos hasta 10 m. Tras cada uno de estos episodios destructivos, se reanuda la agradación del sistema que comienza con el relleno del espacio creado y que puede continuar, una vez colmatado éste, con el crecimiento expansivo del edificio rellenando el valle; estos depósitos en sección transversal a la paleocorriente del paleocauce muestran geometrías en *onlap*. El relleno de las incisiones es diverso, en unos casos aparecen conglomerados y arenas (canalizaciones a, b, y d), mientras que en otros casos aparecen materiales fitoclásticos groseros como troncos y fragmentos de tallos (canalizaciones c y f) o bien presentan alternancias de *rudstones* de fragmentos de tallos y *floatstones* de gasterópodos (canalización e). Una vez estabilizado el sistema, la variabilidad de facies que se desarrollan es muy alta: Calizas bioclásticas de tallos y de tallos verticales (Cbt y Ctv), Calizas de carofitas y bioclásticas de gasterópodos (Cc y Cbg), Calizas oncolíticas (Co) y Calizas de briofitas, de tallos colgantes y espeleotemas (Cbr, Ctc y E).

Así pues, el afloramiento de La Requijada representa el relleno del valle fluvial complejo con facies detríticas y tobáceas tras dos episodios principales de incisión. La segunda incisión es más profunda y exhuma niveles estratigráficos más antiguos. Tras ella, el estadio 2 representa la agradación del sistema tobáceo hasta una altura topográfica similar (o en todo caso ligeramente superior) a la de los afloramientos conservados del primer estadio. Esta agradación es discontinua, con varias etapas erosivas menores a lo largo de su desarrollo.

8.4.2- Los Bancales

Este depósito (fig. 8.25) se sitúa en el paraje denominado Los Bancales, próximo al km 31,3 de la carretera comarcal 202 (Calatayud-Milmarcos), en el corte de un pequeño barranco que discurre este-oeste, desde el interfluvio río Piedra-Barranco de los Arcos, hasta desembocar en este último. El afloramiento se encuentra en la hoja de Ateca (437) del Mapa Topográfico a escala 1:50000 y sus coordenadas UTM aproximadas son 30TXL007589. Su cota máxima se sitúa en torno a 860-870 m.

Este depósito forma parte de un extenso afloramiento cuyo corte orientado este-oeste puede verse en la figura 8.25A. La potencia máxima del conjunto es de 18-20 m, mientras su extensión lateral alcanza los 110 m. Está formado por una serie de montículos que separan zonas deprimidas

con rellenos lenticulares en el sector central y oriental del depósito, mientras que hacia el oeste los estratos presentan geometrías cóncavas inclinadas en esta misma dirección. En la figura 8.25A se muestran en detalle las características geométricas y las facies presentes en la parte central del depósito (Los Bancales B).

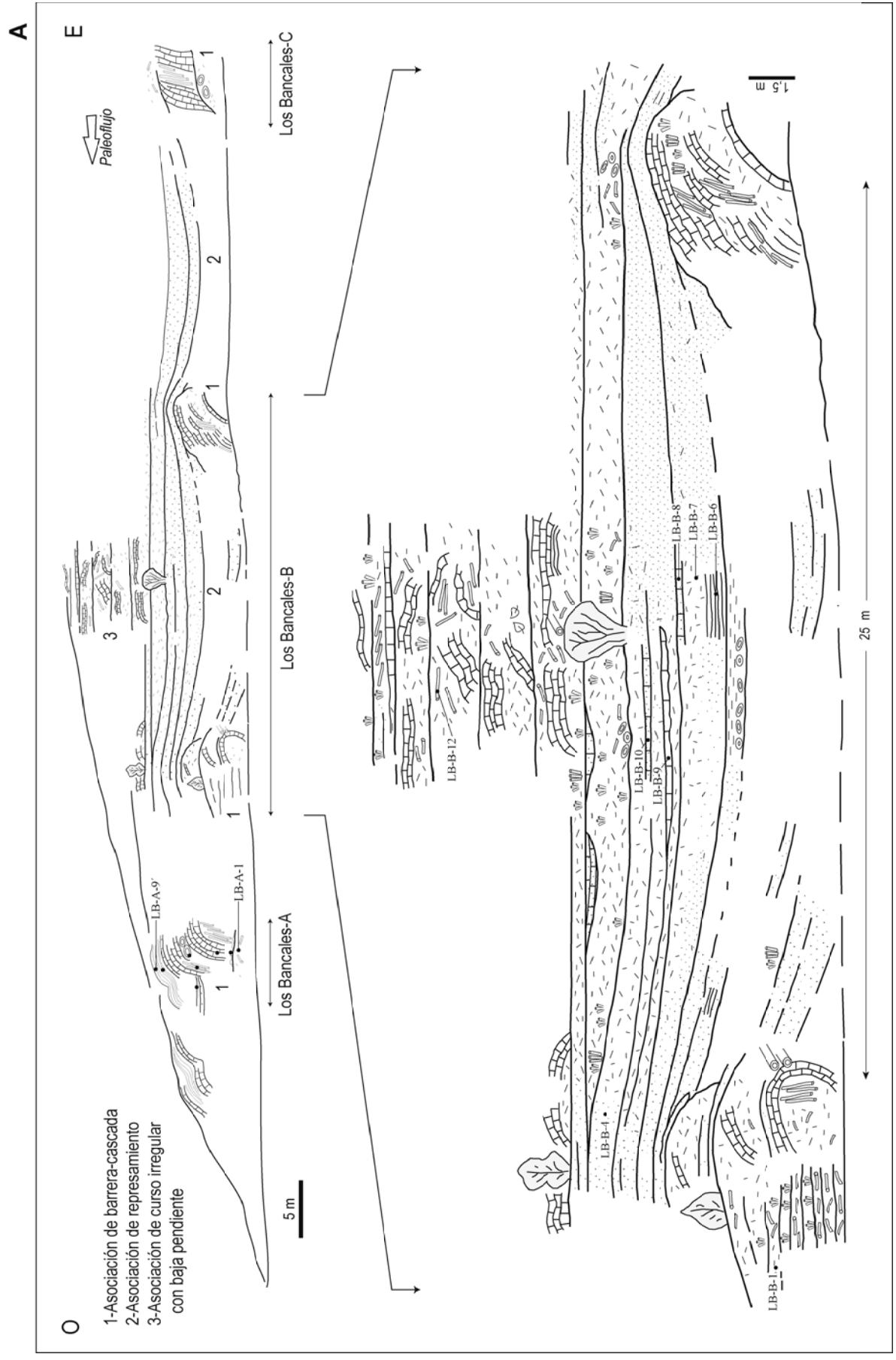
El sector de Los Bancales B tiene una potencia máxima de 18-20 m y una extensión lateral de 30-32 m. Su geometría viene condicionada por la existencia de dos montículos, uno en cada extremo del depósito, que generan una zona deprimida central donde los estratos presentan formas lenticulares con bases cóncavas. El esquema muestra un corte paralelo a la dirección del paleoflujo, con varias asociaciones de facies:

- Asociación de barrera-cascada (1): *Boundstones* de tallos verticales y de musgos (facies Ctv y Cbr), asociados lateral y verticalmente a *rudstones* de fragmentos de tallos (Cbt) o bien a *boundstones* de tallos colgantes (Ctc). Esta asociación constituye montículos de hasta 4,5 m de altura y extensión horizontal variable desde decimétrica a 4 m. Estos depósitos se inician como pequeños obstáculos en el cauce cuyo crecimiento favorece la formación de cascadas aguas abajo y, por tanto, de las facies asociadas a éstas: musgos y tallos colgantes (fig. 8.25A).

- Asociación de represamiento (2): *Rudstones* y *packstones* fitoclasticos (facies Cbt), *floatstones* de gasterópodos y otros bioclastos (Cbg), limos y margas (Ath y Mm). Junto a estas facies aparecen niveles aislados de *rudstones* oncolíticos (Co) y parches centimétricos a decimétricos de *boundstones* de tallos verticales (Ctv). Estos materiales rellenan las zonas deprimidas que presentan dimensiones de 25 a 30 m de longitud y entre 6 y 9 m de espesor, situadas entre los depósitos de barrera-cascada. Están compuestos por estratos lenticulares con las bases cóncavas y potencias máximas en las zonas centrales de entre 1,5 y 1,7 m. Las formas lenticulares se van suavizando hacia techo, de tal forma que los niveles superiores presentan geometrías próximas a tabulares con ligeras variaciones laterales de potencia. La extensión lateral de estos últimos estratos ya no está limitada por la existencia de las barreras, sino que las sobrepasan, prolongándose hacia los represamientos contiguos (fig. 8.25A y B, fotografía a).

- Asociación de curso irregular con baja pendiente (3): se sitúa por encima de las dos asociaciones anteriores (fig. 8.15A). En esta asociación dominan los *boundstones* de musgos formando pequeños montículos (facies Cbr), *boundstones* de tallos verticales (Ctv), en ocasiones dibujando pequeñas elevaciones circulares que delimitan zonas encharcadas ("pozas"), y *rudstones* fitoclasticos (Cbt). Estos depósitos alcanzan potencias totales de 8-10 m, mientras que los espesores de los estratos varían entre 0,20 y 1,80 m.

En el extremo oeste (Los Bancales A) el afloramiento muestra un extenso y potente desarrollo de *boundstones* de musgos (facies Cbr) asociados a *boundstones* de tallos colgantes (Ctc), estalactitas y depósitos laminados en cuevas (E). Recubriendo estas facies de cascada y extendiéndose hasta el extremo oeste del afloramiento aparecen facies laminadas tipo estromatolítico (Ce) dispuestas vertical o subverticalmente según el relieve de la cascada, con formas suavemente abombadas (fig. 8.25B, fotos b, c y d). De igual forma, en el extremo este del afloramiento (Los Bancales C) se ha reconocido nuevamente la asociación de barrera-cascada con facies de musgos y tallos colgantes (Cbr y Ctc), sobre niveles de oncolitos y fitoclastos (Co y Cbt).



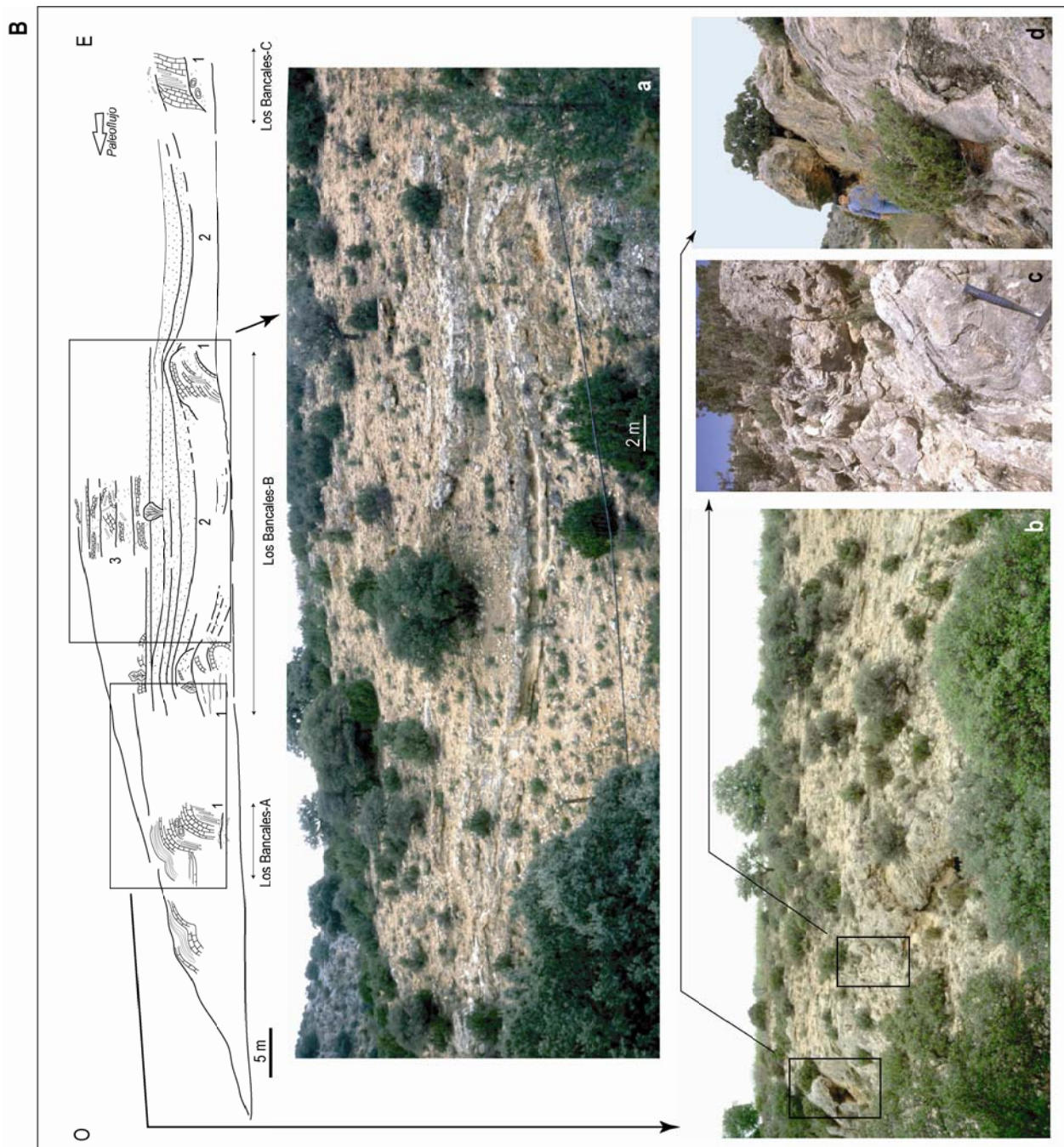


Figura 8.25: Depósito de Los Bancales. Los símbolos de las facies aparecen en la figura 2.4.

A: esquema general del afloramiento de Los Bancales y detalle de la parte central del mismo (Los Bancales-B). En el esquema detallado se ilustran las geometrías en montículo de las asociaciones de barrera-cascada y las zonas deprimidas lenticulares de las asociaciones de represamiento, situadas entre los montículos. Se indica la posición de las muestras extraídas.

B: Varios aspectos de campo de la parte central y occidental de Los Bancales. a: geometrías lenticulares de la asociación de represamiento que se van suavizando hacia el techo del depósito llegando a ser casi tabulares; b, c y d: aspecto general y detalles del extremo occidental del depósito de Los Bancales-A, donde aparecen facies laminadas estromatolíticas que recubren la asociación de barrera-cascada.

Este afloramiento representa la sedimentación tobácea en un cauce próximo al río Piedra, generada seguramente por desbordamiento de éste (véase explicación del modelo de sedimentación más adelante, apartado 8.5). A lo largo de su curso se desarrollaron pequeños saltos con montículos de musgos y vegetación palustre; algunos saltos crecieron por acumulación de musgos y fitoclastos hasta constituir barreras con cascadas, que incluyeron monteras con vegetación colgante bajo las que se crearon cuevas. Entre estas zonas de barrera-cascada se originaron represamientos con sedimentación palustre y fluvio-lacustre bioclástica y margosa, localmente con acumulación de oncolitos. Aguas abajo, el depósito terminó con espectaculares cascadas subverticales con tapices de musgos y estromatolíticos.

8.4.3- Barranco de los Arcos 5

Este depósito (fig. 8.26) se sitúa en la parte final del Barranco de los Arcos. Se trata de un barranco que desemboca en la margen izquierda del río Piedra, aguas abajo del Monasterio de Piedra, que en su parte final forma un cañón con varios meandros encajados; es en uno de estos meandros donde se localiza este depósito. El afloramiento se encuentra en la hoja de Ateca (437) del Mapa Topográfico a escala 1:50000 y sus coordenadas UTM aproximadas son 30TXL011606.

En relación al Barranco de los Arcos aparecen varios edificios tobáceos, que distribuidos desde la cabecera hacia la desembocadura en el río Piedra son los siguientes: el depósito de Los Bancales (fig. 8.25) situado en un pequeño barranco que desemboca en el de Los Arcos, una serie de edificios tobáceos que se distribuyen a lo largo de los meandros encajados de la parte final del barranco (perfiles del Barranco de los Arcos 1 y 2, figs. 7.7 y 7.8, y depósito Barranco de los Arcos 5, fig. 8.26) y, por último, el edificio situado junto a la desembocadura del barranco en el río Piedra.

El depósito Barranco de los Arcos 5 tiene una potencia de 9-10 m y una extensión lateral de casi 55 m. Su geometría en conjunto es tabular con el desarrollo de formas de domos o montículos en los extremos este y oeste. Está formado por estratos tabulares con las bases planas y los techos fuertemente ondulados, con espesores que oscilan entre unos pocos centímetros y 0,70 a 0,80 m. La amplitud de las ondulaciones alcanza hasta los 1,5-2 m. En la vertical, y especialmente en el margen este del afloramiento, los estratos se hacen más potentes y presentan geometrías en montículo de hasta 2 m de espesor, que en conjunto dan a la parte superior del afloramiento un aspecto suavemente cóncavo.

Las facies que integran este depósito son principalmente *boundstones* de carofitas (facies Cc), que constituyen los niveles tabulares con fuertes ondulaciones en sus techos, y *floatstones* de gasterópodos y carofitas (facies Cbg) que se disponen en estratos ondulados que se adaptan a los anteriores y que, a veces, presentan aspecto laminado (fig. 8.26, fotos C y F). Estas dos facies se asocian formando la secuencia 12b (fig. 8.21).

En el extremo este del afloramiento y, en menor medida, en el oeste, la asociación de *boundstones* de carofitas y *floatstones* de gasterópodos y carofitas evoluciona en la vertical a *rudstones* de fragmentos de tallos y *boundstones* de tallos verticales y de musgos que incluyen cortinas de tallos colgantes (facies Cbt, Ctv, Cbr y Ctc). Estas facies se agrupan constituyendo la secuencia 9b (fig. 8.17) y se disponen formando los montículos ya mencionados de hasta 2 m de

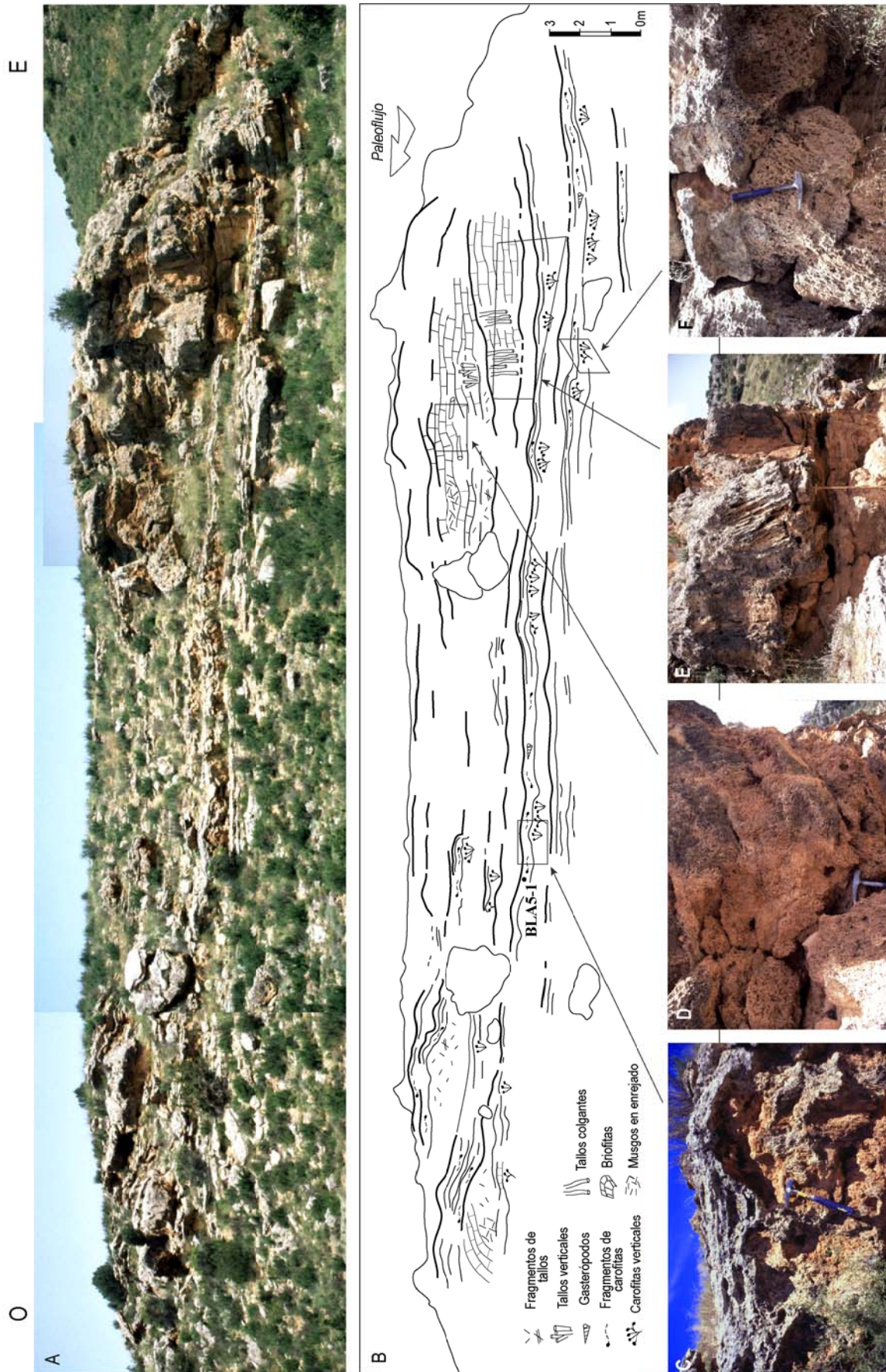


Figura 8.26: Depósito Barranco de los Arcos 5. Edificio con geometría tabular en conjunto y desarrollo de formas de domos o montículos en los extremos este y oeste por Cbr y Ctv y Ctc (fotos D y E). La parte central esta formado por estratos tabulares con bases planas y techos ondulados constituidos por Cc y Cbg (fotos C y F). La sigla BLA5-1 indica la situación de una muestra extraída para diversos análisis.

altura (fig. 8.26, fotos D y E).

Este depósito se formaría en un canal amplio con zonas remansadas, similares a pequeños lagos someros con aguas tranquilas. Bajo estas condiciones, en aguas limpias y con buena renovación, vivirían carofitas, conservadas en su posición de vida, y gran cantidad de gasterópodos. La fragmentación de las carofitas sería frecuente, debido a su gran fragilidad, y así se acumularían, junto con los gasterópodos, en finos niveles con formas onduladas como resultado de la adaptación a las geometrías del techo de los *boundstones* de carofitas de estadios anteriores.

En algunos sectores de esta zona remansada se pudieron desarrollar plantas hidrófilas, e incluso, la acumulación de sus restos; el desarrollo de musgos encima de estos restos generaría pequeños domos, que progresivamente irían alcanzando cierta altura hasta crear los montículos que se ven en el afloramiento. De esta forma se originaría una pequeña barrera con su salto asociado, creando un desnivel en el sistema fluvial. El crecimiento frontal de los montículos se vería favorecido por la existencia de macrofitas que colgarían debido al empuje del agua.

En momentos de estiaje, cuando la llegada de agua fuera menor y, por tanto, la actividad de la cascada quedase reducida a unos pocos caños de agua, se podrían seguir desarrollando los *boundstones* de carofitas en el remanso existente aguas abajo de la cascada. Sin embargo, cuando el volumen de agua fuese alto, la propia actividad de la cascada provocaría la agitación del agua previamente remansada impidiendo el desarrollo de las carofitas, que se fragmentarían y acumularían.

8.4.4- Los Chorreaderos

Este depósito (fig. 8.27) se sitúa en el interior del Parque Natural del Monasterio de Piedra, a la salida de la Gruta Iris en dirección hacia las cascadas de Los Chorreaderos. El afloramiento se localiza en la hoja de Ateca (437) del Mapa Topográfico a escala 1:50000 y sus coordenadas UTM aproximadas son 30TXL020609.

El depósito está formado por calizas ocre y beige. Ocupa una extensión de 8,8-9,0 m y

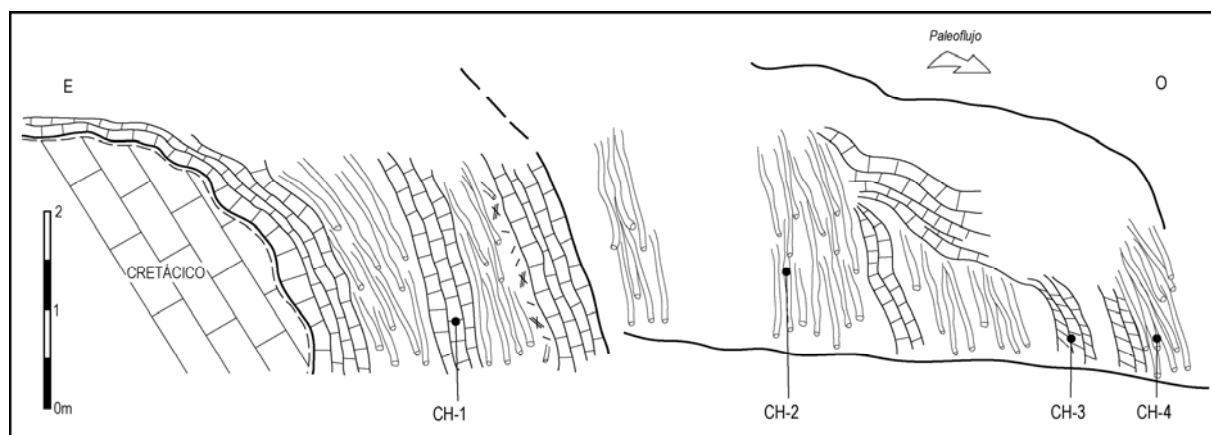


Figura 8.27: Depósito de Los Chorreaderos, formado por la alternancia de cortinas de tallos colgantes (Ctc) y boundstones de musgos (Cbr). Las siglas CH-1 a CH-4 indican la situación de las muestras extraídas para análisis diversos.

alcanza una altura máxima de 2,7 a 3 m. Se apoya sobre formaciones carbonatadas cretácicas. Está formado por estratos con geometrías tabulares y lenticulares que presentan un buzamiento sedimentario de 70-80°, aunque pueden llegar a la verticalidad. La potencia de estos niveles oscila entre 20-30 cm y 1 m.

En cuanto a las facies presentes hay que señalar que se trata de una alternancia de *boundstones* de musgos (facies Cbr) y *boundstones* de tallos colgantes (Ctc). Los musgos aparecen formando finos niveles centimétricos donde los tallos de los musgos aparecen perpendiculares u oblicuos al sustrato. Los estratos formados por tallos colgantes pueden incluir niveles formados mayoritariamente por fragmentos de tallos (Cbt). La longitud de los tallos colgantes puede llegar a un metro, mientras que sus diámetros varían desde milimétricos hasta pocos centímetros (2-4 cm).

Este depósito se generaría durante el desarrollo de una cascada en cuyo crecimiento frontal se irían alternando fases donde dominarían las briofitas con momentos donde abundarían los tallos colgantes de macrofitas (tipo gramíneas). Junto a estas facies mayoritarias, la presencia de la Calizas bioclásticas de tallos muestra la existencia de eventos más energéticos que suministran los fragmentos de tallos acumulados en la cascada. El interés de este afloramiento es que muestra lo importante que puede llegar a ser la progradación del frente de una cascada y, por tanto, la movilidad que tendrían los sistemas tobáceos.

8.4.5- Jesús Nazareno Este

Este depósito (fig. 8.28) se sitúa junto al municipio de Villed de Mesa, en el km 1 de la carretera comarcal que une Villed de Mesa con Algar de Mesa. El afloramiento se encuentra en la hoja de Milmarcos (463) del Mapa Topográfico a escala 1:50000 y sus coordenadas UTM aproximadas son 30TWL855533.

El depósito constituye la parte inferior de la columna Jesús Nazareno Este (figs. 7.13 y 7.14) y en este lugar son accesibles los primeros 5,5 m. Está formado por calizas ocres y beige. Los estratos presentan geometrías lenticulares irregulares, a veces también tabulares, de potencias que oscilan entre 0,10-0,15 a 0,90 m; en todos los casos presentan suave pendiente de depósito hacia el este y en muchos niveles aparecen irregularidades a modo de pequeños escalones decimétricos. En conjunto el depósito tiene un incremento de potencia hacia el este.

En cuanto a las facies integrantes hay que resaltar la presencia de la facies de Calizas bioclásticas de tallos (Cbt) con fitoclastos de tamaños entre centimétricos y milimétricos, a veces incluyendo hojas. Vertical y lateralmente relacionadas, y formando alternancias de hasta 2 m de espesor, se hallan las Calizas estromatolíticas (Ce) cuya característica más llamativa es la alternancia de láminas claras y oscuras (fig. 8.28, fotos C, D y E) que incluyen formas filamentosas microbianas. Estas dos facies son las dominantes en este depósito, pero también pueden presentar un paso lateral a la facies de Calizas de briofitas (Cbr) que aparecen como montículos plano-convexos acrecentando los escalones originados por la facies estromatolítica.

Por encima del depósito aquí mostrado, el afloramiento continúa con una sucesión de *boundstones* de musgos y *rudstones* de fitoclastos (ver perfil Jesús Nazareno Este, fig. 7.14).

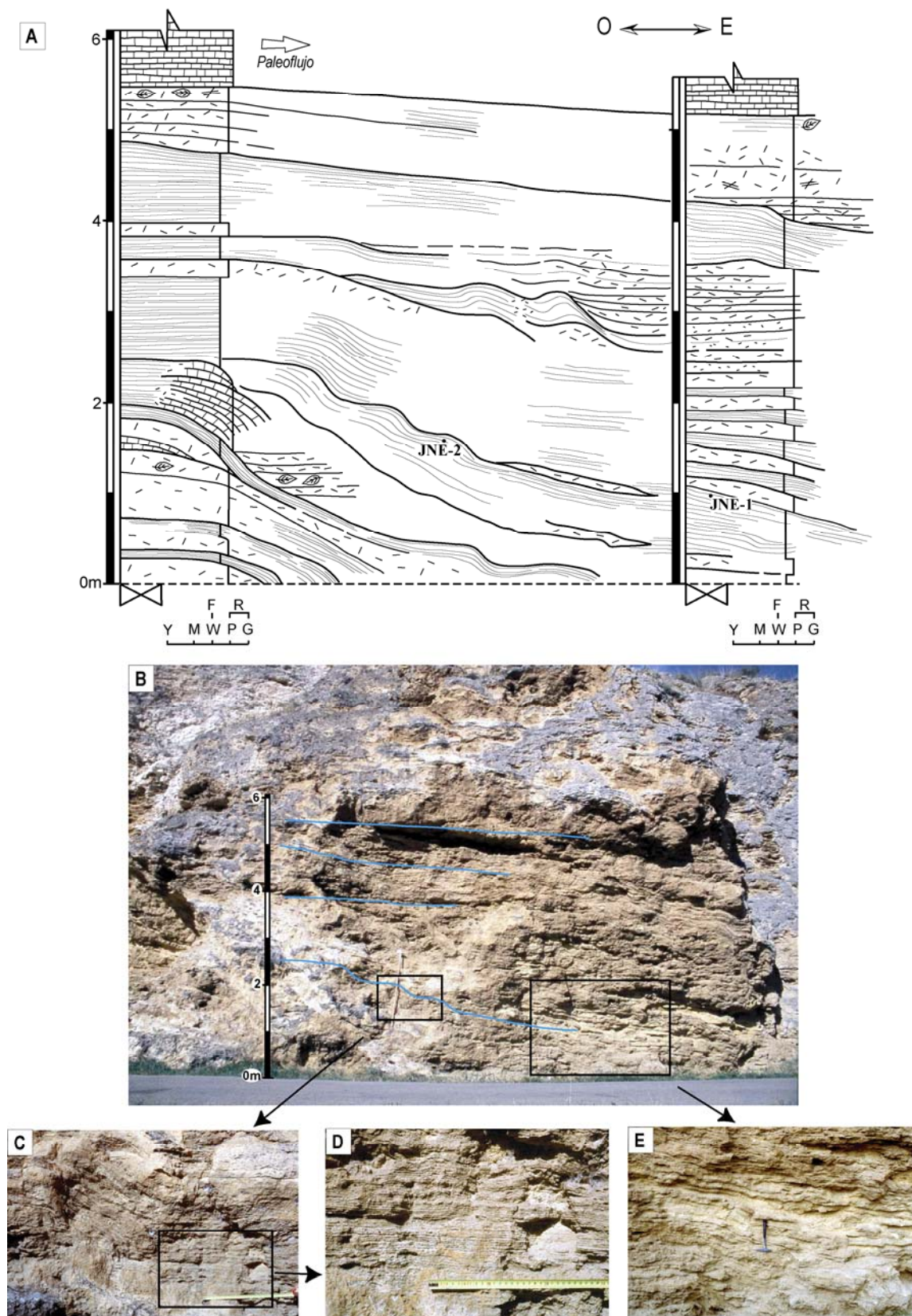


Figura 8.28: Depósito de Jesús Nazareno Este, formado por estratos lenticulares y tabulares con suave pendiente de depósito hacia el este y que incluyen pequeñas irregularidades a modo de escalones decimétricos (A y B). En las imágenes C, D y E se muestran varios detalles de la laminación de la facies Ce. Las siglas JNE-1 y 2 indican la situación de las muestras empleadas en distintos análisis..

El depósito de Jesús Nazareno Este se interpreta como parte del relleno de un canal fluvial con fragmentos de tallos que son arrastrados desde zonas palustres próximas (facies Cbt) y que alternarían con la formación de las facies estromatolíticas desarrolladas en tramos del cauce con flujo rápido (facies Ce). Ambas facies, Calizas bioclásticas de tallos y estromatolíticas, alternan en la vertical lo que demuestra que se suceden momentos donde hay llegada y depósito del material fitoclástico y otros momentos donde se produce la precipitación *in situ* del carbonato favorecida por la actividad biológica. Tanto la inclinación de los estratos como las irregularidades y escalones de las superficies de estratificación se interpretan como un reflejo de la pendiente y topografía originales del cauce. La asociación con la facies de Calizas de briofitas es debida a la afinidad que tienen ciertos grupos de briofitas para desarrollarse en los pequeños saltos de agua presentes en el cauce, y así se conservan en el registro fósil como domos escalonados de varios decímetros de espesor.

8.4.6- Los Villarejos Norte

El depósito de los Villarejos Norte (fig. 8.29) se localiza en la amplia curva que dibuja la carretera comarcal, junto al paraje conocido como Casas de los Villarejos, entre las localidades de Calmarza y Algar de Mesa. El afloramiento se encuentra en la hoja de Milmarcos (463) del Mapa Topográfico a escala 1:50000 y sus coordenadas UTM aproximadas son 30TWL897558.

La potencia máxima del depósito es de 6,5 m y su extensión lateral alcanza los 110 m. Está formado por arenas de granos carbonatados y calizas de colores blancos, beige y ocre, en ocasiones con coloraciones rojizas. Estos materiales se disponen en estratos lenticulares con bases y techos cóncavos de entre 0,35 y 2,00 m de espesor que hacia el este se apoyan sobre un montículo de aproximadamente 3 m de altura; en el frente este del montículo los estratos llegan a disponerse verticales, según una geometría en cascada. Estos depósitos en cascada se continúan hacia el sur formando un frente de hasta 10-11 m de altura, que enlaza con la parte superior del perfil de las Casas de los Villarejos (fig. 7.16).

La mayor parte del depósito está formado por la facies de Arenas con laminación paralela (facies Ath) que presenta gran cantidad de gasterópodos enteros y que puede aparecer laminada (fig. 8.29, foto C). Las arenas pueden incluir pequeños parches constituidos por *boundstones* de tallos verticales (Cbt) y finos niveles centimétricos de *floatstones* de gasterópodos (Cbg). Hacia el este aparecen *rudstones* de fragmentos de tallos de 1-2 cm de diámetro (Cbt) que pueden asociarse a *boundstones* de tallos verticales (Ctv). En la parte más oriental del depósito, los *rudstones* fitoclásticos presentan fragmentos de tallos de mayor tamaño (hasta varios decímetros) y alternan con *boundstones* de musgos (Cbr) formado el montículo con geometría en cascada que se menciona en el párrafo anterior (fig. 8.29, fotos D, E y F). En la zona superior del montículo los musgos se hacen dominantes asociándose a la facies de tallos colgantes (Ctc).

Este depósito representa una zona del río donde se produce la formación de una barrera-cascada debido a la superposición de sucesivos niveles de musgos sobre una acumulación fitoclástica inicial; a los musgos se pueden asociar plantas hidrófilas que debido al empuje de la corriente de agua viven tumbadas, inclinadas y colgando. La barrera supone la creación de un área represada y remansada aguas arriba de la misma, donde se produciría la acumulación de arena y material

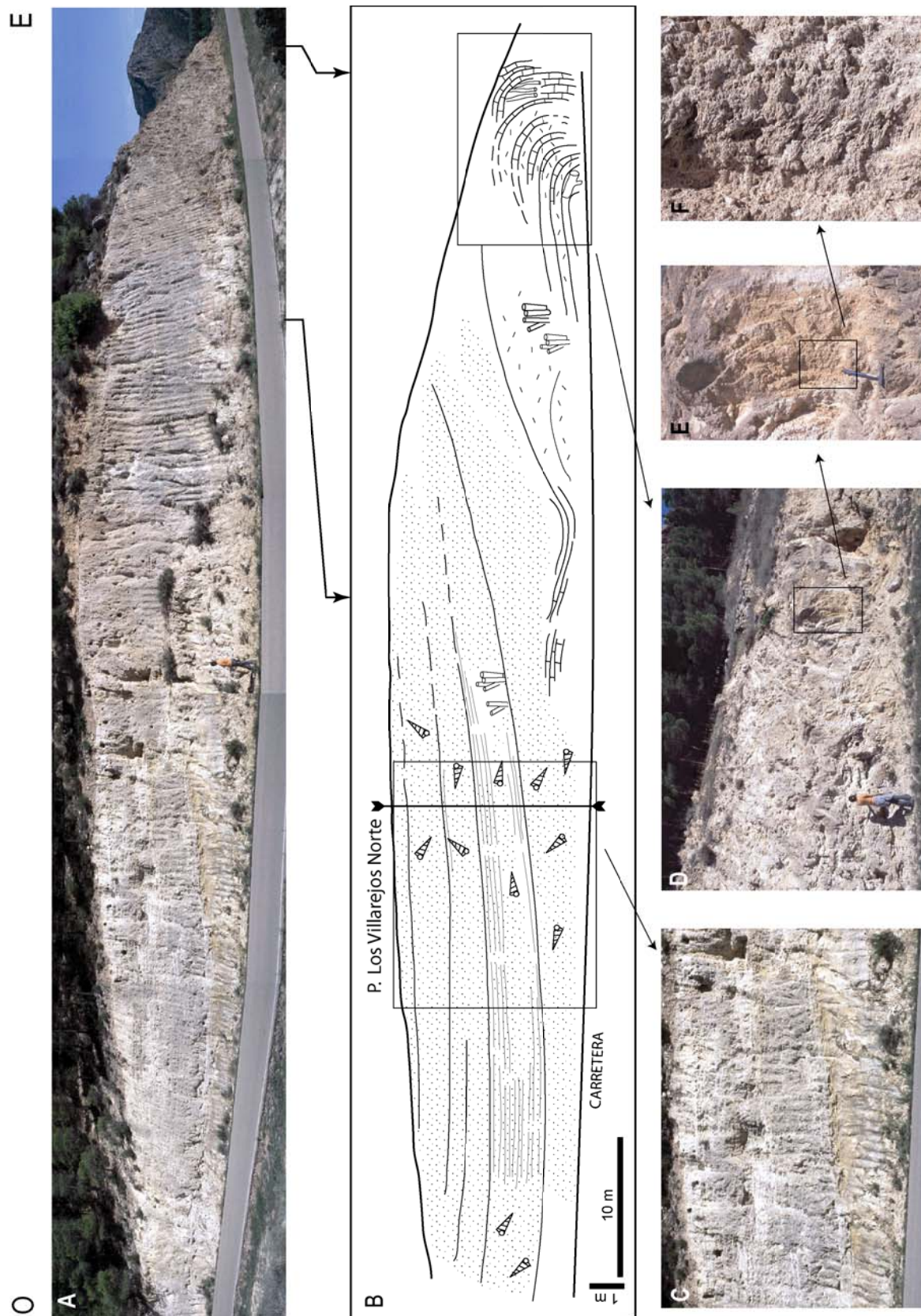


Figura 8.29: Depósito de los Villarejos Norte, formado por estratos lenticulares con bases y techos cóncavos de entre 0,35 y 2,00 m que hacia el este se apoyan sobre un montículo de 3 m de altura; en el frente este del montículo los estratos llegan a disponerse verticales, según una geometría en cascada (A y B). En C se aprecia la laminación de la facies Ath, mientras que en D, E y F se muestra la geometría en cascada y la facies de boundstones de musgos, Cbr.

fitoclástico fino, la colonización del sustrato por plantas hidrófilas, pero sobre todo el desarrollo de organismos como gasterópodos y carofitas. Se genera así una irregularidad considerable en el perfil longitudinal del río que se hace escalonado y tiende a rellenarse por agradación en las áreas remansadas y a crecer horizontalmente en las barreras.

8.5- MODELO DE SEDIMENTACIÓN

A partir de los datos estratigráficos obtenidos en los sectores de los ríos Piedra y Mesa se ha podido establecer un conjunto de asociaciones verticales y laterales de facies reconocibles en ambos. La distribución espacial de las asociaciones de facies permite proponer un modelo de sedimentación para los sistemas tobáceos fluviales de los ríos Piedra y Mesa. Se trata de un modelo complejo debido a la gran variabilidad de subambientes presentes en el mismo; por ello y con el fin de recoger de forma amplia las distintas situaciones, se exponen dos estadios evolutivos sucesivos en el tiempo: estadio 1 (fig. 8.30) y estadio 2 (fig. 8.31).

El modelo de sedimentación muestra un sistema fluvial donde es posible diferenciar varios subambientes tanto funcionales (zonas de cauce fluvial, llanuras de inundación, sistemas de barrera-cascada, áreas remansadas similares a lagos,...) como relictos (cauces abandonados, antiguas barreras, cuevas y desplomes, remansos colmatados,...) que se relacionan lateralmente.

El sistema fluvial que dio origen a los depósitos de tobas estudiados en este capítulo, discurría, a veces encajado en estrechos cañones, sobre formaciones carbonatadas mesozoicas y sobre depósitos detríticos terciarios. En aquellos afloramientos donde se distingue el sustrato, los depósitos tobáceos se superponen en discordancia angular a los materiales más antiguos (fig. 8.24).

Con anterioridad a las etapas de sedimentación tobácea generalizada, la capacidad erosiva del río pudo crear profundas incisiones en los materiales Mesozoicos que atravesaba, e incluso en los depósitos tobáceos de episodios anteriores en caso de existir éstos, de tal forma que se generarían espacios para la acumulación posterior de potentes series. Las etapas de incisión irían asociadas a la acumulación de detríticos gruesos que se depositarían en las bases de las incisiones o rellenando los canales formados (facies Glc y Gtm). También en estos primeros momentos, y como consecuencia del desnivel generado, sería posible la desestabilización de las laderas y, por tanto, su deslizamiento y desplome (facies Gcd).

La sedimentación carbonatada tobácea iniciaría su desarrollo en un curso fluvial, en general poco profundo, donde el cauce tiende a ser estrecho y encajado o bien más amplio en función de la competencia del sustrato. En determinadas zonas del cauce, debido a estrechamientos o a cambios de la pendiente, se podría producir la acumulación preferente de material fitoclástico grueso (facies Cbt): troncos y ramas que fácilmente se trabarían dando origen a pequeños tapones o barreras que posteriormente serían cubiertos por tapices de musgos (facies Cbr). El desarrollo continuado de las briofitas sobre estos pequeños obstáculos los convertiría en barreras de rápida agradación que impedirían de forma parcial el avance del agua, generando así áreas remansadas a espaldas del represamiento. En algunas zonas a lo largo de la barrera el agua rebosaría dando origen a cascadas. Es en esos saltos donde, debido al empuje del agua, las plantas hidrófilas crecerían tumbadas y colgando (facies Ctc) asociadas a los niveles de musgos. El crecimiento de las barreras se produce por agradación, pero también existe un crecimiento frontal acusado que provocaría la creación de viseras y de cavidades y cuevas por debajo y detrás de ellas. Las cuevas así formadas podrían presentar en las paredes y suelos recubrimientos de carbonato laminado que precipitaría a partir del agua que se infiltra desde la superficie (facies E). El continuado crecimiento de la barrera y, por tanto, el aumento de peso por acumulación de material, podría provocar el colapso de aquellas partes

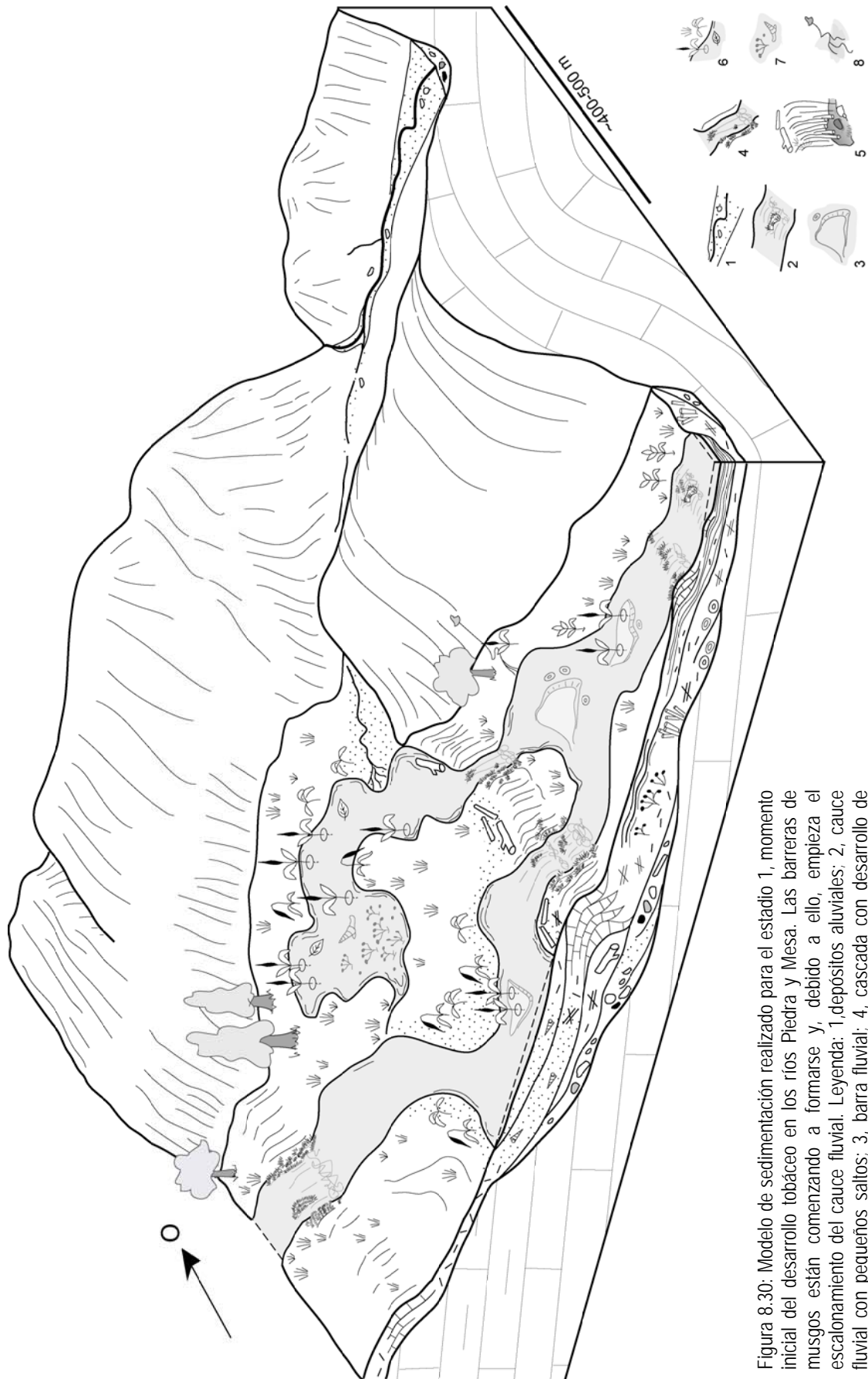


Figura 8.30: Modelo de sedimentación realizado para el estadio 1, momento inicial del desarrollo tobáceo en los ríos Piedra y Mesa. Las barreras de musgos están comenzando a formarse y, debido a ello, empieza el escalonamiento del cauce fluvial. Leyenda: 1, depósitos aluviales; 2, cauce fluvial con pequeños saltos; 3, barra fluvial; 4, cascada con desarrollo de bryofitas; 5, barrera formada por tallos colgantes y musgos, con cuevas en la base; 6, orla palustre; 7, cuerpo de aguas remansadas; 8, surgencia. Símbolos de las secciones: véase leyenda general en la figura 2.4.

de la barrera situadas encima de las cuevas (facies Gcd).

Las zonas remansadas pueden estar situadas aguas arriba de sistemas de barrera-cascada o bien tratarse de tramos parcialmente aislados del cauce funcional debido a la formación de barras transversales, e incluso, de cauces abandonados en los sectores más amplios del valle. En estas zonas remansadas se produciría la acumulación del material carbonatado de grano fino (facies Ath) que arrastra el río procedente de la fragmentación de componentes carbonatados depositados aguas arriba. Asimismo, en zonas especialmente tranquilas y protegidas, se desarrollarían comunidades de carofitas y gasterópodos (facies Cc). La conservación de las carofitas *in situ* sugiere condiciones de calma, mientras que la llegada de nuevos aportes acuosos provocaría su fragmentación y acumulación como facies Cbg. En algunas de estas zonas remansadas, por ejemplo tramos del cauce abandonados, sería posible la formación de carbón sapropélico (facies C) debido a la falta de renovación del agua que favorecería la proliferación de algas microscópicas y la situación de anoxia debido al consumo de oxígeno por los organismos acuáticos.

Al pie de las cascadas de salto vertical el proceso dominante sería la erosión. En el registro esta situación aparece representado por un relleno microdetritico equivalente a la facies de Ath típica de zonas represadas, pero en las que no se encontrarían restos bióticos *in situ*.

Las zonas de barrera-cascada y las áreas remansadas aguas abajo estarían enlazadas por tramos de cauce más o menos sinuosos, poco profundos y con suaves pendientes; en estas zonas del cauce se produciría la acumulación de fragmentos de tallos (facies Cbt) procedentes de la erosión de áreas palustres próximas o bien la formación de oncolitos preferentemente a partir de fitoclastos. La acumulación de oncolitos tendría lugar en pequeñas pozas o irregularidades del fondo del canal, excepcionalmente incluso podrían llegar a formar barras (facies Co). En zonas de flujo rápido, la acumulación de material fitoclastico podría alternar con la formación de la facies estromatolítica, que se presentaría en zonas del cauce con pendientes algo mayores, a veces con formas escalonadas (facies Ce). Estos escalones o saltos de agua serían sitios favorables para el desarrollo de pequeños montículos de musgos (facies Cbr).

Las facies fitoclasticas (Cbt) son comunes en varios subambientes. De hecho, constituyen la facies volumétricamente más importante. Esta facies procedería de áreas palustres próximas al cauce principal o de los márgenes de zonas remansadas donde el desarrollo de vegetación hidrófila es importante. Los tallos de estas plantas, que vivirían en parte sumergidas en el agua, se irían cubriendo de carbonato cálcico a lo largo de su vida. Al morir las plantas, las cortezas carbonatadas podrían ser conservadas *in situ* (facies Ctv) o bien fragmentadas y arrastradas por el agua en momentos de avenida hasta otras zonas del sistema donde se acumulan (facies Cbt).

Excepcionalmente, en aquellas zonas palustres donde el suelo estuviera permanentemente encharcado, áreas marginales sin drenaje, se podrían establecer ambientes similares a turberas donde la acumulación de restos de hojas y tallos de plantas superiores permitiría la formación de carbón húmico (facies C).

Así pues, el desarrollo de los edificios tobáceos supone la creación de saltos o discontinuidades en el perfil longitudinal del río (fig. 8.32). Las discontinuidades se generarían como consecuencia del crecimiento vertical de las barreras de musgos y tallos colgantes que modificarían

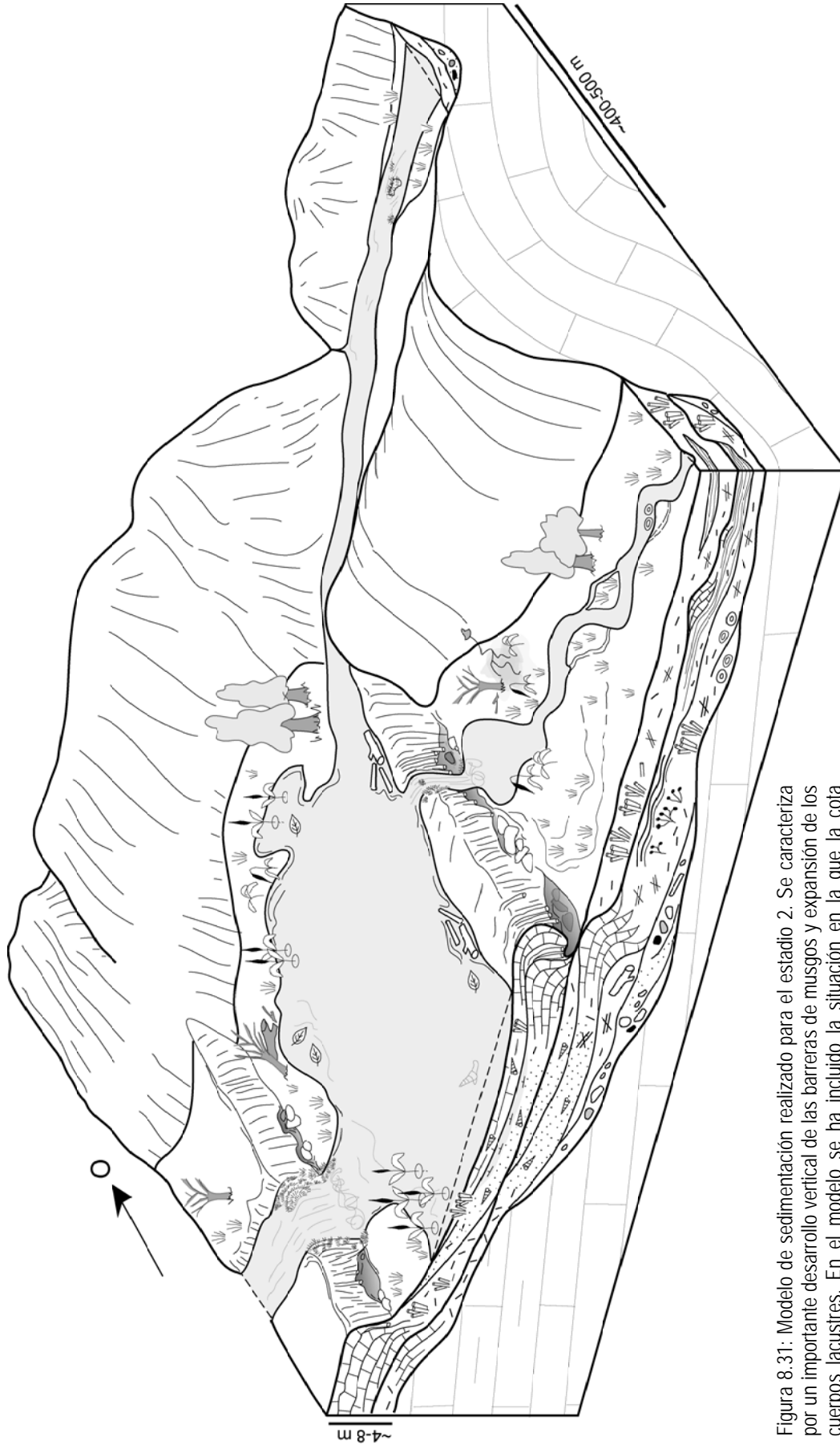


Figura 8.31: Modelo de sedimentación realizado para el estadio 2. Se caracteriza por un importante desarrollo vertical de las barreras de musgos y expansión de los cuerpos lacustres. En el modelo se ha incluido la situación en la que la cota topográfica de la barrera de musgos supera la de los collados situados aguas arriba, de tal forma que el agua comienza a fluir hacia un barranco lateral. Este sería el origen de los depósitos de Los Bancales y Barranco de los Arcos. La leyenda aparece en las figuras 8.30 y 2.4.

la pendiente más o menos continua existente antes de la formación de los edificios tobáceos (fig. 8.32A), y que evolucionaría con el crecimiento de éstos hasta hacerse escalonada, con zonas planas seguidas de otras partes con pendientes próximas a verticales (fig. 8.32B). Es posible que en algunos sectores del río este perfil longitudinal escalonado fuese reflejo de discontinuidades previas del

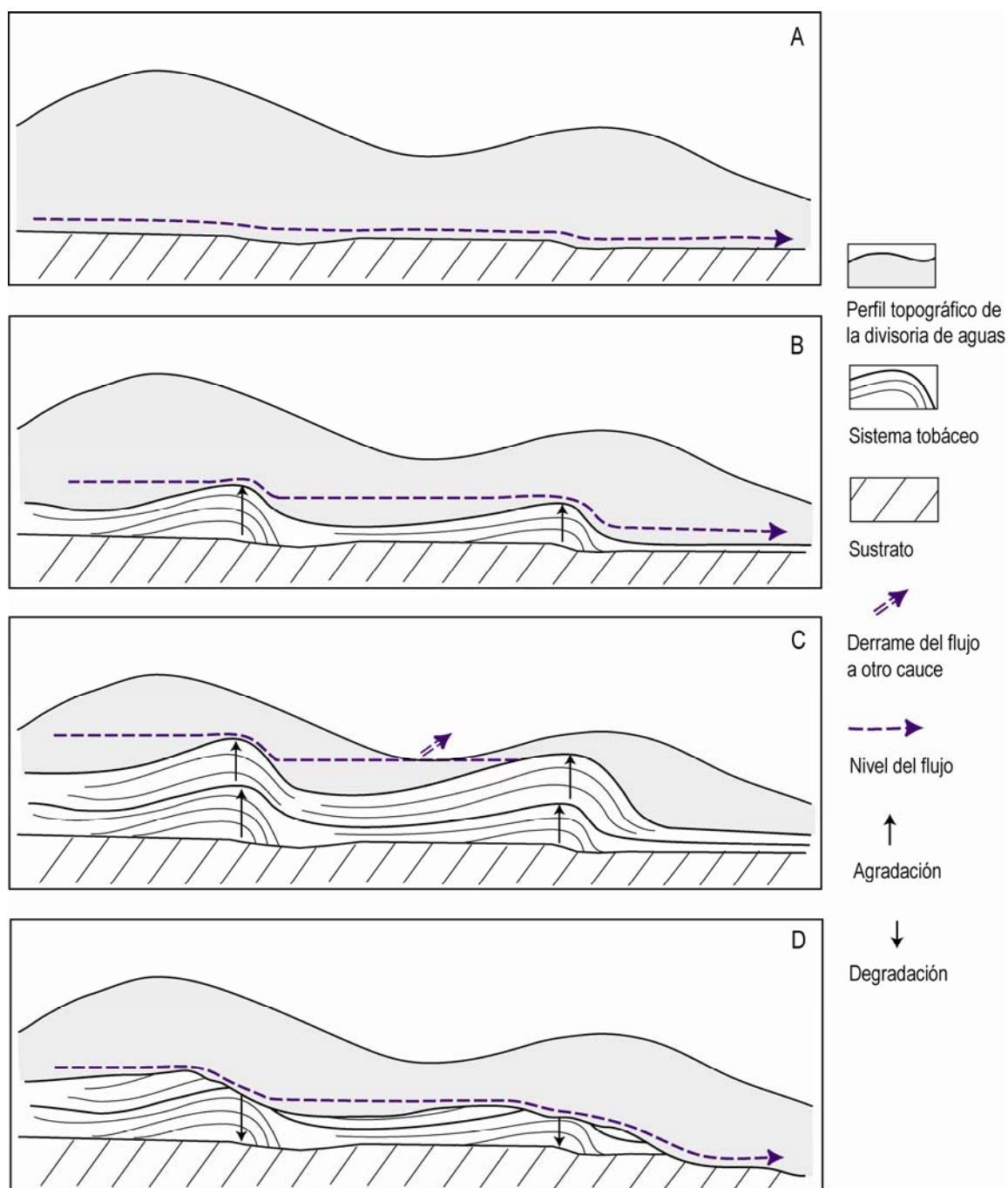


Figura 8.32: Esquema sintético del desarrollo tobáceo según la sección longitudinal del sistema fluvial. A: situación inicial, sin formación de tobas; B: inicio del desarrollo tobáceo con formación de un cauce escalonado; C: continuación del desarrollo tobáceo llegando a producirse el derrame del flujo de agua a otro cauce, como consecuencia de que el nivel del agua alcanza un collado que separa el cauce principal de un barranco lateral; D: degradación del sistema tobáceo como consecuencia del encajamiento del cauce.

relieve (controlado litológicamente o por fracturas), en cuyo caso el desarrollo tobáceo solamente habría exagerado o ampliado esas irregularidades.

En determinados momentos, un importante desarrollo vertical de las barreras de musgos podría provocar que el techo de las barreras superase la cota topográfica de collados situados aguas arriba de esas barreras (fig. 8.32C); collados que separarían el valle principal de barrancos secundarios próximos. Como consecuencia de ello, el agua comenzaría a fluir por esos collados hacia el barranco, abandonando el cauce primitivo que, aguas abajo del “derrame”, quedaría seco o con flujo de agua reducido como se muestra en el estadio 2 del modelo de sedimentación (fig. 8.31). En el nuevo cauce comenzarían a formarse edificios tobáceos como los vistos en los afloramientos de Los Bancales y Barranco de los Arcos (esquemas de las figs. 8.25 y 8.26 y perfiles 7.7 y 7.8). Posteriormente, un nuevo encajamiento del sistema fluvial llevaría a la destrucción parcial de las barreras de musgos y, como consecuencia de ello, la vuelta de las aguas a circular por el valle principal (fig. 8.32D).

A partir de las dataciones que se exponen en el apartado de Correlación y cronoestratigrafía, uno de estos momentos de “derrame” podría corresponder al techo del estadio 1 del edificio de La Requijada. Como consecuencia del mismo se podrían haber formado los depósitos del Barranco de los Arcos. Tras un episodio de fuerte incisión, el final del estadio 2 de La Requijada parecer ser, con bastante seguridad, correlativo con los depósitos de Los Bancales (fig. 7.20).

9- GEOQUÍMICA

9.1- Introducción

9.2- Materiales analizados y métodos

9.3- Resultados

9.3.1- Caracterización isotópica de los depósitos
tobáceos de los ríos Piedra y Mesa

9.3.2- Composición isotópica de las facies

9.4- Discusión

9- GEOQUÍMICA

9.1- INTRODUCCIÓN

Al igual que para el Terciario del sector de Borja-Tarazona, se analizan los isótopos estables de oxígeno y carbono en las facies carbonatadas de los depósitos tobáceos fósiles de los ríos Piedra y Mesa.

Los aspectos generales de la geoquímica de ambos isótopos aparece explicada brevemente en el apartado 4.2 de este trabajo. Las características particulares de los sistemas tobáceos y travertínicos y, por tanto, de la composición isotópica de los depósitos carbonatados asociados a estos ambientes han sido estudiadas por numerosos autores y aparecen recopiladas en los trabajos de Turi (1986), Andrews *et al.* (1997), Pentecost (2005) y Andrews (2006).

La relación isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en carbonatos tobáceos, al igual que en otros carbonatos continentales como espeleotemas y sedimentos lacustres, es principalmente una función de: (1) la temperatura del agua en la que se forma la calcita; (2) el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua a partir de la cual precipita la calcita y (3) otros factores ambientales, como la evaporación, comúnmente ligada al tiempo de residencia del agua (Andrews, 2006).

Pentecost (2005) presenta una recopilación de valores de $\delta^{18}\text{O}$ en diversos depósitos tobáceos (*epigean meteogene travertine*) repartidos por todo el mundo. Para un total de 120 datos, da un valor promedio de $-6,92\text{‰}$ PDB, con una mediana desplazada hacia valores más bajos ($-7,58\text{‰}$ PDB). Son numerosas las investigaciones realizadas con el objeto de observar las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ en función de la biofacies propia del depósito tobáceo. Se han realizado estudios comparativos en facies de briofitas y algas de sistemas tobáceos con características similares y se ha observado que las diferencias de $\delta^{18}\text{O}$ entre las facies consideradas no son significativas (Pentecost y Spiro, 1990; Andrews *et al.*, 1997).

El $\delta^{13}\text{C}$ en depósitos tobáceos es el resultado de las distintas fuentes de carbono que contribuyen al carbono inorgánico disuelto (DIC) del agua, que tendrá un CO_2 con valores más bajos de $\delta^{13}\text{C}$ cuando domine la influencia de la materia orgánica vegetal y valores mayores de $\delta^{13}\text{C}$ cuando domine la disolución de carbonatos marinos de los acuíferos (Andrews *et al.*, 1993). A estos dos factores principales se les suma una serie de hechos que modulan la composición isotópica del DIC, como son el intercambio gaseoso de CO_2 con la atmósfera (Usdowski *et al.*, 1979; Matsuoka *et al.*, 2001), la precipitación de calcita (Andrews y Brasier, 2005) y también la actividad fotosintética subacuosa. En relación al carbono, Pentecost (2005) también presenta una recopilación de valores de $\delta^{13}\text{C}$ procedentes de diversas publicaciones y da un promedio de $-7,00\text{‰}$ PDB para un total de 130 muestras, con una mediana que, al igual que para el oxígeno, está desplazada hacia valores más bajos ($-8,48\text{‰}$ PDB).

Existe una cierta evolución espacial de la composición isotópica desde los depósitos carbonatados formados junto a una surgencia y los formados aguas abajo de ésta. Esto se debe, para el oxígeno, a la variación en la temperatura del agua, que es muy constante en el acuífero, pero que al emerger a la superficie sufre modificaciones en función del clima dominante y, por tanto, en su

circulación superficial va evolucionando hacia temperaturas más próximas a las ambientales. Esto puede suponer una gradación de la composición isotópica del oxígeno desde los carbonatos formados junto a la surgencia a aquéllos situados aguas abajo, ya que el $\delta^{18}\text{O}$ depende de la temperatura, haciéndose más alta con el descenso de ésta (Gonfiantini *et al.*, 1968, en Pentecost, 2005).

Independientemente de la evolución espacial, la temperatura del agua puede variar temporalmente en función del clima y, por tanto, reflejar la estacionalidad entre periodos cálidos y frescos (Kano *et al.*, 2003), una señal que ha sido registrada, al menos parcialmente, en tobas laminadas (Matsuoka *et al.*, 2001).

Por otro lado, junto a la surgencia, como consecuencia de la variación de la presión del CO_2 se produce la desgasificación del CO_2 , con pérdida preferente del isótopo ligero. A partir de este punto, se produce un enriquecimiento paulatino de los sedimentos tobáceos en ^{13}C aguas abajo de la surgencia (Pentecost y Spiro, 1990; Pentecost, 2005; Andrews, 2006). No obstante, existen situaciones complejas debido a la incorporación de agua subterránea a lo largo de todo el recorrido fluvial.

La vegetación es casi siempre una constante en los depósitos tobáceos; por ello, son muchos los autores que han estudiado los efectos de la fotosíntesis en la composición isotópica de las tobas. Muchos estudios han señalado que el efecto puede ser poco significativo o despreciable en sistemas abiertos con flujo de agua (Usdowski *et al.*, 1979; Dandurand *et al.*, 1982; Andrews, 2006). Sin embargo, en días cálidos y soleados, con descargas pequeñas, el efecto de la fotosíntesis puede ser significativo: un 10% del DIC (carbono inorgánico disuelto) fue fijado por plantas acuáticas en 24 h en Waterfall Beck (UK) y esto afectó al $\delta^{13}\text{C}$ del DIC en un aumento del 4% (Spiro y Pentecost, 1991). Esto muestra que la actividad fotosintética tiene un efecto en el DIC y, por implicación, en la composición isotópica de los carbonatos tobáceos. Existen varios trabajos donde se atribuyen los aumentos del $\delta^{13}\text{C}$ a una consecuencia de la fotosíntesis (Chafetz *et al.*, 1991; Pazdur *et al.*, 2002; Yoshimura *et al.*, 2004).

Es interesante señalar dos situaciones: primera, cuando la precipitación de la calcita es un proceso esencialmente físico-químico, el efecto de la fotosíntesis en el $\delta^{13}\text{C}$ de la calcita es pequeño; y segunda, cuando las cianobacterias y algunos grupos de algas aparecen en gran número en los ambientes de formación de las tobas, el efecto de la fotosíntesis en esas pequeñas colonias puede crear microambientes donde se extrae $^{12}\text{CO}_2$ del medio y, por tanto, se produce un enriquecimiento de la calcita microbiana en ^{13}C (Pentecost y Spiro, 1990; Arp *et al.*, 2001; Lojen *et al.*, 2004).

9.2- MATERIALES ANALIZADOS Y MÉTODOS

Se han recogido muestras para el estudio de isótopos estables en varios perfiles estratigráficos y en ciertos depósitos significativos de las tobas fósiles de los ríos Piedra y Mesa; concretamente, para el río Piedra: en el perfil del Arco de la Yedra (fig. 7.2), en el entorno de La Requijada (perfiles de La Requijada Sur 1 y 2, figs. 7.5 y 7.6), en el depósito de Los Bancales (fig. 8.25), en el Barranco de los Arcos (perfil Barranco de los Arcos 1, fig. 7.7; depósito del Barranco de los Arcos 5, fig. 8.26), en los perfiles de la Peña del Diablo y de la Ermita La Blanca (fig. 7.9 y 7.10) y en el de Nuévalos Viejo (fig. 7.11).

En el río Mesa se han muestreado los perfiles de Jesús Nazareno (figs. 7.12, 7.13 y 7.14), el sector de Los Villarejos (perfil de Los Villarejos Norte y Casas de los Villarejos, fig. 7.15 y 7.16) y el perfil de La Rinconada (fig. 7.17).

En total se ha analizado el $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de 87 muestras que representan todas las facies carbonatadas descritas en el capítulo 8: Calizas oncolíticas, Co (2 muestras), Calizas estromatolíticas, Ce (19 muestras), Calizas bioclásticas de gasterópodos, Cbg (17 muestras), Calizas de carofitas, Cc (1 muestra), Calizas de tallos verticales, Ctv (2 muestras), Calizas bioclásticas de tallos, Cbt (14 muestras), Calizas de briofitas, Cbr (15 muestras), Calizas de tallos colgantes, Ctc (3 muestras), Espeleotemas, E (4 muestras), Margas masivas, Mm (4 muestras), Arenas y limos tabulares con laminación paralela, Ath (5 muestras) y Areniscas lenticulares con estratificación cruzada, Alc (1 muestra). Además, se ha estudiado la facies de Calizas estromatolíticas en detalle; para ello se ha muestreado en un ejemplar de estromatolito recogido en el afloramiento de Los Bancales A (fig. 8.25) sus diferentes bandas (conjunto de láminas claras y oscuras). Se ha analizado un total de seis bandas (tres claras y tres oscuras).

En los perfiles estratigráficos correspondientes, las muestras que han sido analizadas isotópicamente aparecen subrayadas.

Las muestras seleccionadas fueron estudiadas previamente en microscopio petrográfico, evitando aquéllas que incluían texturas recrystalizadas o cementos tardíos. Asimismo, su mineralogía fue analizada por difracción de rayos X de muestra total. Las calizas están formadas mayoritariamente por calcita con proporciones variables de cuarzo (entre un 1 y 30%) y minerales de la arcilla (entre 1 y 9%). Las muestras de margas presentan contenidos bajos de cuarzo y feldespatos (hasta un 20%) y de minerales de la arcilla (hasta un 14%). Sin embargo, hay varias muestras identificadas en campo como margas cuyos difractogramas han demostrado que están formadas prácticamente en su totalidad por calcita; es por tanto necesario reiterar que el término marga es una denominación establecida en función del aspecto de campo de la roca.

Las arenas y limos y las areniscas están compuestas fundamentalmente por granos carbonatados (entre 88 y 100% de calcita) y pequeñas cantidades de cuarzo (hasta 2%) y de minerales de la arcilla (hasta 9%).

Solamente se ha encontrado dolomita en dos muestras: una perteneciente a la facies de Margas, RS-1-7, y la otra a la facies de Arenas y limos tabulares con laminación paralela, RS-CA-5, en las cuales la proporción de dolomita es 3% y 2% respectivamente.

Los análisis de rayos X se han realizado con un difractómetro Phillips PW 1729 en el Área de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Zaragoza.

El tratamiento para el análisis isotópico de las muestras ha sido el estándar para las muestras calcíticas: previa molienda y tamizado (52 μm), desecación por calentamiento en vacío a 400°C y ataque con H_3PO_4 al 103% y a 25°C durante 12 horas (o hasta reacción total para la fracción dolomítica). Los análisis se expresan en ‰ con referencia al PDB estándar. La precisión analítica y reproducibilidad de los resultados es $\approx 0,1\%$. Las muestras se han analizado en el Servicio General de Análisis de isótopos estables de la Universidad de Salamanca.

En la figura 9.1 se exponen los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y la composición mineralógica global de las muestras analizadas. Éstas aparecen ordenadas por perfiles y/o depósitos, y además se indica a qué facies corresponde cada una.

La composición isotópica de las 6 muestras correspondientes a las facies de Areniscas lenticulares con estratificación cruzada (Alc) y de Arenas y limos tabulares con laminación paralela (Ath) es equivalente al promedio calculado para el conjunto de las facies tobáceas (promedio arenas: $\delta^{13}\text{C}=-6,81$ y $\delta^{18}\text{O}=-7,43\%$ PDB; promedio conjunto tobas: $\delta^{13}\text{C}=-6,88$ y $\delta^{18}\text{O}=-7,66\%$ PDB). Esto corrobora el hecho de que estas dos facies están formadas a partir de granos procedentes, prácticamente en su totalidad, de las facies tobáceas propias del sistema. Así pues, las muestras correspondientes a estas facies detríticas ofrecen una señal isotópica heredada que no aporta datos al estudio isotópico de las facies generadas por el sistema, y se ha estimado oportuno eliminarlas de los cálculos y consideraciones de los siguientes apartados.

En relación a la facies de Calizas estromatolíticas, se ha hecho el estudio en detalle de la laminación de un estromatolito (muestra LB-A-9') y, como puede verse en la figura 9.1, hay seis análisis realizados para esa muestra, correspondientes a otras tantas láminas de espesor milimétrico. La utilización de los seis datos podría originar una desviación en los cálculos estadísticos; para evitar esto, en los apartados siguientes se ha empleado el promedio de los seis datos ($\delta^{13}\text{C}=-7,06$ y $\delta^{18}\text{O}=-7,76\%$ PDB) como valor isotópico para la muestra LB-A.9', exceptuando, claro está, en el apartado dedicado al estudio isotópico de la laminación de la facies de Calizas estromatolíticas.

N° Orden	Perfil	Río	Muestra	Facies	Composición Isotópica		Composición Mineralógica (% peso)			
					$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	Calcita	Dolomita	Cuarzo + feldespatos	Min. Arcilla
1	Arco de la Yedra (fig. 7.2)	Piedra	AY-1b	Cbt	-7,38	-4,44	93	0	7	0
2			AY-1r	Cbg	-7,01	-5,43	100	0	0	0
3			AY-3	Cbg	-7,39	-5,90	99	0	1	0
4			AY-6	Cbg	-7,68	-5,94	99	0	1	0
5			AY-10	Cbt	-7,35	-7,49	89	0	5	6
6	Requijada Sur 1 y 2 (figs. 7.5 y 7.6)	Piedra	RS-1-3	Cbt	-7,48	-7,40	100	0	0	0
7			RS-1-5	Ath	-7,08	-7,33	93	0	2	5
8			RS-1-7	Mm	-7,07	-7,39	79	3	6	12
9			RS-1-13	Cbt	-6,75	-6,61	99	0	1	0
10			RS-1-14	Alc	-7,70	-8,39	99	0	1	0
11			RS-1-16	Co	-7,93	-7,60	99	0	1	0
12			RS-1-26	Cbr	-8,05	-8,06	99	0	1	0
13			RS-1-27a	E	-8,24	-8,60	100	0	0	0
14			RS-2-1	Cbg	-8,30	-7,23	100	0	0	0
15			RS-2-2	Cbg	-7,90	-6,39	99	0	1	0
16			RS-CA-1	Cc	-7,85	-7,95	100	0	0	0
17			RS-CA-5	Ath	-7,94	-7,50	88	2	1	9
18			RS-CA-6	E	-8,45	-7,98	100	0	0	0
19	RS-CB-4	Cbg	-8,34	-6,95	91	0	1	8		
20	Los Bancales (fig. 8.25)	Piedra, Barranco lateral	LB-A-1	Cbt	-7,50	-7,07	100	0	0	0
21			LB-A-2	E	-8,48	-7,67	100	0	0	0
22			LB-A-3	Cbr	-7,75	-7,44	100	0	0	0
23			LB-A-4	Co	-8,03	-7,57	100	0	0	0
24			LB-A-5	Ce	-7,72	-7,75	100	0	0	0
25			LB-A-6	Ctc	-7,73	-7,73	99	0	1	0
26			LB-A-7	Cbt	-7,60	-6,63	100	0	0	0
27			LB-A-9	Ce	-8,08	-7,03	100	0	0	0
28			LB-A-9'1	Ce	-7,15	-7,27	100	0	0	0
29			LB-A-9'2	Ce	-8,48	-6,61	100	0	0	0
30			LB-A-9'3	Ce	-6,79	-6,97	100	0	0	0
31			LB-A-9'4	Ce	-8,46	-7,16	100	0	0	0
32	LB-A-9'5	Ce	-7,37	-7,20	100	0	0	0		
33	LB-A-9'6	Ce	-8,29	-7,17	100	0	0	0		
34	LB-B-4	Ath	-7,39	-6,88	98	0	2	0		
35	LB-B-6	Cbg	-7,91	-6,36	99	0	1	0		
36	LB-B-7	Cbt	-7,41	-6,99	97	0	3	1		
37	LB-B-8	Cbg	-7,36	-6,66	99	0	1	0		
38	LB-B-9	Cbg	-7,40	-6,83	90	0	3	7		
39	LB-B-10	Cbg	-6,92	-6,31	99	0	1	0		
40	LB-B-12	Cbt	-7,83	-7,65	100	0	0	0		
41	Barranco los Arcos (figs. 7.7 y 8.26)	Piedra, Barranco lateral	BLA-1-1	Cbr	-7,85	-7,31	100	0	0	0
42			BLA-1-3	Ce	-7,21	-6,69	100	0	0	0
43			BLA-1-5	Cbg	-7,19	-6,93	100	0	0	0
44			BLA-5-1	Cbg	-5,95	-5,39	99	0	1	0

Figura 9.1: Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) y composición mineralógica global de las 87 muestras analizadas. Las muestras aparecen ordenadas por perfiles y depósitos y se indica a qué facies corresponde cada una.

BLOQUE II: SISTEMAS TOBÁCEOS CUATERNARIOS DE LA CORDILLERA IBÉRICA

Nº Orden	Perfil	Río	Muestra	Facies	Composición Isotópica		Composición Mineralógica (% peso)			
					$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	Calcita	Dolomita	Cuarzo + feldespatos	Min. Arcilla
45	Peña del Diablo (fig. 7.9)	Piedra	PD-1	Ctv	-7,46	-6,72	100	0	0	0
46			PD-2	Ce	-8,93	-6,17	95	0	5	0
47			PD-4	Cbg	-7,15	-6,66	100	0	0	0
48			PD-5	Ce	-7,49	-6,33	100	0	0	0
49			PD-7	Ctv	-7,56	-6,43	100	0	0	0
50			PD-8	Cbr	-7,67	-6,47	100	0	0	0
51			PD-9	Cbg	-7,06	-6,42	100	0	0	0
52			PD-12	Cbr	-7,33	-6,56	100	0	0	0
53			PD-13	Ce	-7,50	-6,87	100	0	0	0
54	Ermita La Blanca (fig. 7.10)	Piedra	ER-2	Ce	-7,66	-6,54	100	0	0	0
55			ER-3	Cbr	-7,74	-6,92	98	0	2	0
56			ER-5	Ath	-6,63	-6,10	100	0	0	0
57			ER-7	Cbr	-6,70	-5,98	100	0	0	0
58			ER-8	Cbr	-7,08	-6,60	100	0	0	0
59			ER-9	Cbr	-6,80	-5,72	100	0	0	0
60			ER-11	Cbt	-7,18	-6,69	98	0	2	0
61			ER-15	Ce	-8,18	-7,52	100	0	0	0
62	ER-16	Cbr	-7,26	-7,74	99	0	1	0		
63	ER-17	E	-7,93	-7,55	100	0	0	0		
64	Chorreaderos (fig. 8.27)	Piedra	CH-1	Cbr	-8,05	-7,28	98	0	2	0
65			CH-2	Ctc	-7,44	-6,65	98	0	2	0
66			CH-3	Cbr	-8,40	-7,42	97	0	3	0
67			CH-4	Ctc	-8,19	-7,39	99	0	1	0
68	Nuévalos Viejo (fig. 7.11)	Piedra	NV-1	Cbg	-8,18	-7,29	89	0	11	0
69			NV-2	Cbg	-7,81	-7,02	61	0	30	8
70			NV-5	Cbg	-7,74	-6,93	99	0	1	0
71			NV-6	Ce	-7,93	-6,33	100	0	0	0
72			NV-8	Cbr	-7,36	-6,07	100	0	0	0
73	Jesús Nazareno (fig. 7.12, 7.13 y 7.14)	Mesa	JNO-8	Cbt	-7,47	-7,08	100	0	0	0
74			JNO-10	Cbt	-7,73	-7,06	100	0	0	0
75			JNO-12	Cbt	-7,97	-6,92	100	0	0	0
76			JNC-1	Mm	-8,03	-8,09	66	0	20	14
77			JNE-1	Ce	-8,61	-7,36	100	0	0	0
78			JNE-2	Ce	-8,19	-6,44	100	0	0	0
79			JNE-10	Cbr	-7,70	-6,64	100	0	0	0
80	Los Villarejos (fig. 7.15 y 7.16)	Mesa	LVN-2	Ath	-7,86	-4,68	100	0	0	0
81			CV-3B	Ce	-7,78	-6,94	100	0	0	0
82			CV-4	Cbr	-8,10	-7,01	100	0	0	0
83			CV-5	Ce	-7,22	-6,39	100	0	0	0
84			CV-6	Mm	-7,13	-6,26	86	0	9	5
85	La Rinconada (fig. 7.17)	Mesa	LR-1	Mm	-7,35	-6,01	78	0	8	14
86			LR-2	Cbt	-8,11	-6,09	100	0	0	0
87			LR-6	Cbt	-7,62	-6,87	100	0	0	0

Continuación de la figura 9.1: Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) y composición mineralógica global de las 87 muestras analizadas. Las muestras aparecen ordenadas por perfiles y depósitos y se indica a qué facies corresponde cada una.

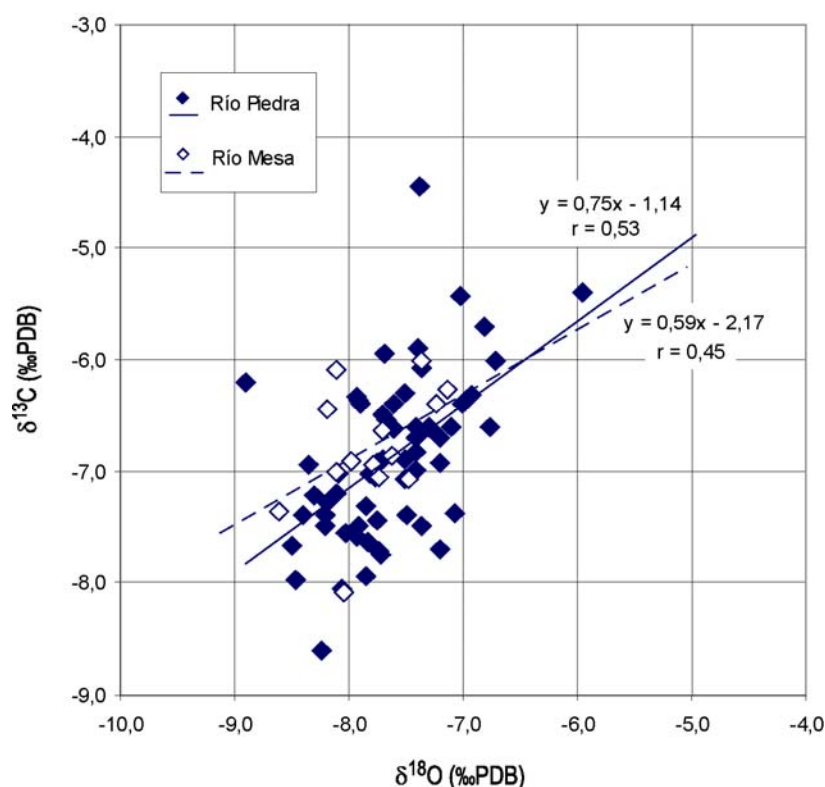
9.3- RESULTADOS

9.3.1- Caracterización isotópica de los depósitos tobáceos de los ríos Piedra y Mesa

Se han proyectado en la figura 9.2 los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de 76 muestras. De las muestras analizadas, figura 9.1, se excluyen las correspondientes a las facies Ath y Alc, y para la muestra LB-A-9' se utiliza el promedio de los seis valores tabulados (ver explicación en el apartado 9.2).

Como se puede ver en el gráfico, se han analizado muestras correspondientes a tobas de los ríos Mesa y Piedra. Se han recogido un total de 14 muestras en los edificios tobáceos del río Mesa y sus valores de $\delta^{13}\text{C}$ oscilan entre $-6,01$ y $-8,09\%$ PDB, mientras que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ varían de $-7,13$ a $-8,61\%$ PDB (fig. 9.2). La correlación entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ es baja ($r=0,45$).

Para los depósitos tobáceos del río Piedra se han estudiado 62 muestras (fig. 9.2), de las



	n	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)			$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)			r
		Máximo	Mínimo	Promedio (desviación estándar)	Máximo	Mínimo	Promedio (desviación estándar)	
Río Mesa	14	-7,13	-8,61	-7,79 ($\pm 0,41$)	-6,01	-8,09	-6,80 ($\pm 0,55$)	0,45
Río Piedra	62	-5,95	-8,93	-7,62 ($\pm 0,51$)	-4,44	-8,60	-6,88 ($\pm 0,73$)	0,53

Figura 9.2: Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) de las 76 muestras analizadas con indicación del río en que se han recogido. En la tabla se indica el número de muestras (n), los valores máximos, mínimos, promedios y coeficientes de correlación (r).

cuales 43 pertenecen a edificios del río Piedra y 19 a aquéllos desarrollados en barrancos laterales (fig. 9.3). En conjunto los datos se presentan bastante dispersos, con valores que oscilan para el $\delta^{13}\text{C}$ entre -4,44 y -8,60 y para el $\delta^{18}\text{O}$ entre -5,95 y -8,93 ‰ PDB. El coeficiente de correlación entre $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ es mayor ($r= 0,53$) que en el río Mesa, disminuyendo levemente si se tienen en cuenta solamente los datos de los depósitos propios del río Piedra ($r= 0,46$). Por otro lado, hay que señalar que el coeficiente de correlación de las muestras pertenecientes a los barrancos laterales es notablemente más alto ($r= 0,79$).

La composición isotópica promedio de ambos ríos es indicativa de aguas meteóricas y la baja correlación de los valores es propia de sistemas hidrológicamente abiertos con circulación continua de las aguas. No obstante, la dispersión de los valores en el río Piedra apunta hacia marcadas diferencias en las condiciones ambientales de depósito. En este sentido, los depósitos formados en los barrancos laterales al río Piedra debieron generarse a partir de aguas más evaporadas, con un tiempo de residencia mayor, como evidencia un coeficiente de correlación alto (Talbot y Kelts, 1990; Leng y Marshall, 2004)

	n	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)			$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)			r
		Máximo	Mínimo	Promedio (desviación estándar)	Máximo	Mínimo	Promedio (desviación estándar)	
Río Piedra	43	-6,70	-8,93	-7,65 ($\pm 0,50$)	-4,44	-8,60	-6,83 ($\pm 0,78$)	0,46
Barrancos laterales	19	-5,95	-8,48	-7,56 ($\pm 0,53$)	-5,39	-7,75	-7,00 ($\pm 0,60$)	0,79

Figura 9.3: Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) del río Piedra. Se indica el número de muestras (n), los valores máximos, mínimos, promedios y coeficientes de correlación (r).

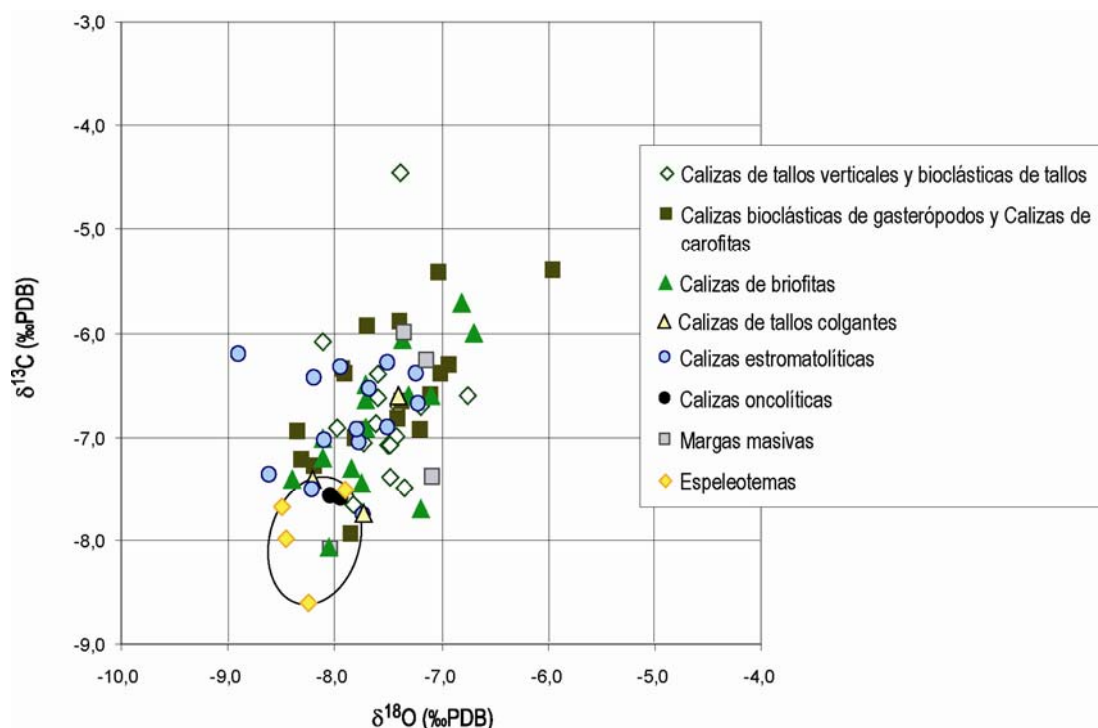
9.3.2- Composición isotópica de las facies

Se han analizado isotópicamente muestras correspondientes a todas las facies carbonatadas presentadas en el capítulo de Sedimentología. En el gráfico 9.4 aparecen todas las muestras analizadas con indicación de su facies. Al igual que para las muestras recogidas en la Cuenca del Ebro, se han agrupado en un mismo conjunto algunas facies que se consideran genéticamente similares, como es el caso de las facies de Calizas de tallos verticales, que se agrupan con las bioclásticas de tallos (Ctv y Cbt) y las Calizas bioclásticas de gasterópodos junto con las de carofitas (Cbg y Cc). En la figura 9.4 pueden verse los valores máximos, mínimos y promedios de cada una de las facies estudiadas.

En conjunto, al observar la representación gráfica de todas las muestras se constata el solapamiento de los campos de las diferentes facies, con la excepción de la facies de Espeleotemas, que aparece ligeramente desplazada hacia valores bajos de oxígeno y especialmente de carbono (fig. 9.4).

Con respecto a las demás facies, considerando los promedios, aparte de señalar que las Calizas oncolíticas son las isotópicamente más ligeras tras las espeleotémicas, las únicas diferencias

que se pueden establecer son aquellas referidas a los coeficientes de correlación calculados entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. Así, se podrían establecer dos grupos de facies: en el primer grupo aparecerían las facies de Calizas de briofitas (Cbr), Calizas de tallos colgantes (Ctc), Calizas bioclásticas de gasterópodos y Calizas de carofitas (Cbg y Cc) y Margas masivas (Mm), cuyos coeficientes de correlación son moderadamente altos ($r= 0,70, 0,57, 0,66$ y $0,63$ respectivamente). El otro grupo lo constituirían el resto de las facies (Ctv, Cbt, Ce y E) donde los coeficientes de correlación son más bajos o casi nulos.



	n	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)			$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)		
		Máximo	Mínimo	Promedio (desviación estándar)	Máximo	Mínimo	Promedio (desviación estándar)
Co	2	-7,93	-8,03	-7,98 ($\pm 0,07$)	-7,57	-7,60	-7,58 ($\pm 0,02$)
Ce	14	-7,21	-8,93	-7,88 ($\pm 0,49$)	-6,17	-7,75	-6,82 ($\pm 0,49$)
Cbg + Cc	18	-5,95	-8,34	-7,50 ($\pm 0,59$)	-5,39	-7,95	-6,59 ($\pm 0,65$)
Ctv + Cbt	16	-6,75	-8,11	-7,52 ($\pm 0,31$)	-4,44	-7,65	-6,76 ($\pm 0,73$)
Cbr	15	-6,70	-8,40	-7,59 ($\pm 0,49$)	-5,72	-8,06	-6,88 ($\pm 0,67$)
Ctc	3	-7,44	-8,19	-7,79 ($\pm 0,38$)	-6,65	-7,73	-7,26 ($\pm 0,55$)
E	4	-7,93	-8,48	-8,28 ($\pm 0,26$)	-7,55	-8,60	-7,95 ($\pm 0,47$)
Mm	4	-7,07	-8,03	-7,39 ($\pm 0,44$)	-6,01	-8,09	-6,94 ($\pm 0,97$)

Figura 9.4: Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) de las facies carbonatadas presentes en los ríos Piedra y Mesa. Se delimita el campo de la facies de Espeleotemas. En la tabla se indica el número de muestra (n), los valores máximos, mínimos y promedios.

Composición isotópica de la facies de Calizas estromatolíticas (Ce).

La facies de Calizas estromatolíticas presenta un gran interés debido a las diferentes interpretaciones que se atribuyen al bandeado típico de esta facies. En la mayoría de los casos se considera que la laminación es consecuencia de cambios estacionales que suponen variaciones en las condiciones de humedad y temperatura, con la consiguiente variación en la actividad biológica (Chafetz *et al.*, 1991; Matsuoka *et al.*, 2001; Andrews y Brasier, 2005).

Es por ello que se ha planteado en este trabajo analizar en detalle la laminación de un estromatolito, siglado como LB-A-9', situado en el afloramiento de Los Bancales A, concretamente a techo del mismo (fig. 8.25A y B, fotos b y c). La muestra forma parte de un nivel continuo de aproximadamente 0,80-1 m de potencia que se dispone con las láminas verticales o subverticales, con formas suavemente abombadas. La muestra que se ha estudiado se sitúa a techo de este nivel. Aparece finamente laminado con bandas claras más potentes y porosas que alternan con otras oscuras generalmente más finas y densas (fig. 9.5). La potencia de las láminas claras oscila entre 2-6 mm, mientras que las oscuras varían de 1 a 2 mm, excepcionalmente hasta 5 mm y en esos casos suelen incluir grandes cristales. Su composición mineralógica es 100% calcita.

En microscopio óptico la laminación aparece irregular y ondulada, a veces con formas de domos que resaltan las geometrías onduladas. Las láminas que en muestra de mano son oscuras, están formadas por cristales de tamaño esparita y microesparita cuya longitud máxima se orienta perpendicularmente a la laminación. En algunos cristales se aprecian sombras de formas microbianas filamentosas arborescentes calcíticas. Por otro lado, las láminas que en muestra de mano son claras aparecen en microscopio óptico compuestas por multitud de formas microbianas filamentosas de micrita marrón dispuestas 1) perpendicularmente a la laminación, en empalizada, 2) como agrupaciones en abanico con formas dómicas y, 3) mayormente, como formas arborescentes

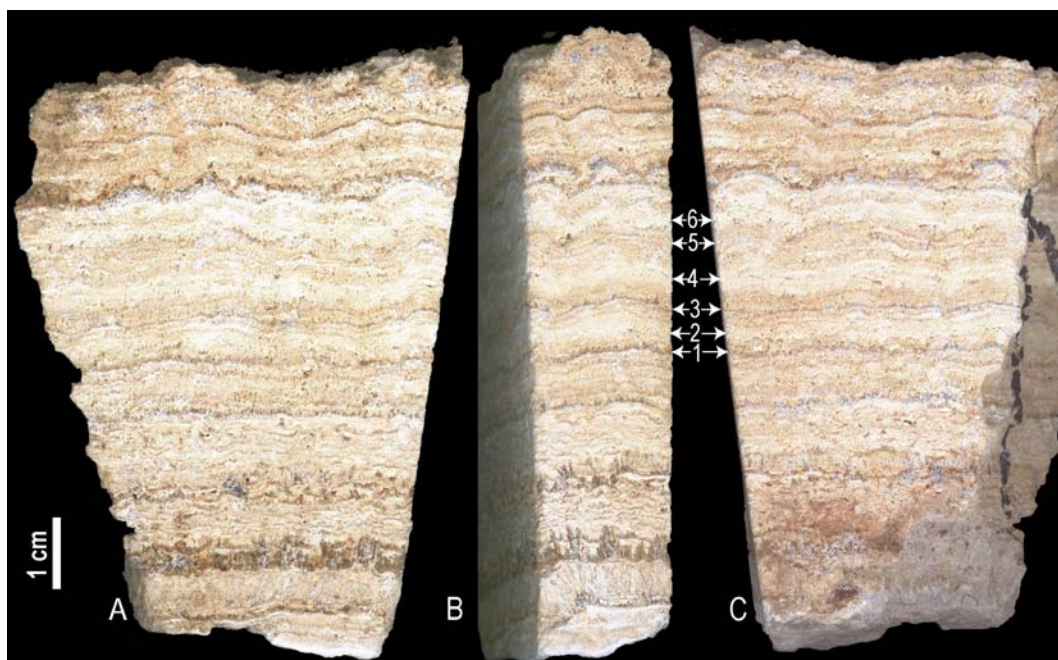


Figura 9.5: Sección del estromatolito estudiado en el depósito de Los Bancales A, siglado como LB-A-9'. Se indica la situación de las 6 muestras recogidas.

entrecruzadas. Es frecuente que las láminas, tanto claras como oscuras, estén subdivididas en varias láminas menores (entre 2 y 4) de aproximadamente 1-1,5 mm de altura.

En la figura 9.5 se muestra la sección del estromatolito de donde se tomaron las muestras para análisis isotópicos, así como su situación. Se eligió la parte central de la muestra debido a que es la zona donde el bandeado es más continuo y liso, evitando las partes que denotan procesos de cementación, y por tanto, donde el sedimento recogido parece más fiable. Se han tomado seis muestras: tres de ellas correspondientes a láminas claras y otras tres a láminas oscuras. Los valores isotópicos de cada una de las muestras aparecen en la figura 9.6.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ oscilan entre -6,61 y -7,27‰ PDB, mientras que los de $\delta^{18}\text{O}$ varían entre -6,79 y -8,48‰ PDB, siendo el coeficiente de correlación entre carbono y oxígeno negativo ($r = -0,32$). Resulta llamativo el comportamiento de los valores del oxígeno ya que existe una alternancia entre los datos más altos de las láminas oscuras (promedio = -7,10‰) frente a los valores notablemente menores de las láminas claras (promedio = -8,41‰) con una diferencia de 1,3 ‰ entre los promedios de las láminas claras y oscuras. Las variaciones para los valores del carbono son mínimas: aparecen concentrados entre -6,97 y -7,27 ‰ PDB, excepto la muestra LB-A-9'2 que presenta un valor algo mayor ($\delta^{13}\text{C} = -6,61$ ‰ PDB). De igual forma que se ha hecho para el oxígeno, se pueden agrupar los valores del carbono correspondientes a las láminas claras (promedio = -6,98‰) y los de las láminas oscuras (promedio = -7,15‰). Si consideramos la variación de $\delta^{13}\text{C}$ como indicativo de la aridez del medio, como se discute en los trabajos de Andrews *et al.* (2000) y Andrews (2005), se podría establecer que la muestra LB-A-9'-2, con un valor de $\delta^{13}\text{C}$ notablemente más alto que el resto de las muestras analizadas, correspondería a un periodo más seco.

Si bien la escasa variación del $\delta^{13}\text{C}$ entre las láminas claras y oscuras no parece evidenciar un patrón climático, no ocurre lo mismo con el $\delta^{18}\text{O}$. En el caso del oxígeno, cuyo comportamiento

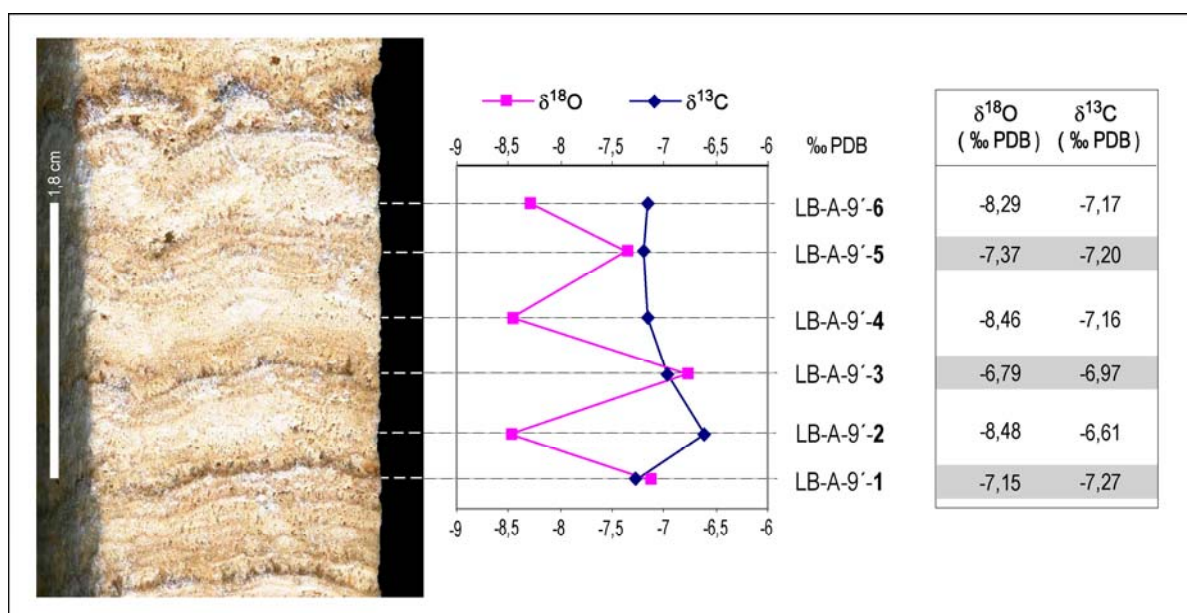


Figura 9.6: Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) de las seis láminas (tres claras y tres oscuras) muestreadas en un estromatolito del afloramiento de Los Bancales A.

está altamente condicionado por la temperatura, parece claro que las láminas oscuras, con valores más altos, se relacionarían con periodos frescos, mientras que las láminas claras lo harían con periodos más cálidos. Así pues, la pareja claro-oscuro reflejaría un ciclo anual como la suma de un periodo fresco y otro cálido. Dado que la variación de 1°C en la temperatura del agua hace variar $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita precipitada en un 0,24‰ (Craig, 1965), si atribuimos la diferencia de 1,3‰ exclusivamente a las variaciones estacionales en la temperatura del agua, la diferencia de temperatura media del agua entre estación cálida y fresca sería de aproximadamente 5,5°C, como promedio de los tres ciclos analizados. Una diferencia de temperatura media del agua que resulta ser muy similar a la que Vázquez *et al.* (2005) miden directamente en el río Piedra entre los años 1999 y 2003: 6,6°C de diferencia entre la estación cálida y fresca.

9.4- DISCUSIÓN

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las tobas fósiles de los ríos Piedra y Mesa oscilan entre -5,95 y -8,90‰ PDB, con casi tres unidades de diferencia entre el valor máximo y el mínimo, mientras que el $\delta^{13}\text{C}$ varía de -4,44 a -8,60‰ PDB, en este caso algo más de cuatro unidades de diferencia. En conjunto, los valores no muestran una alta concentración; sin embargo, si se exceptúan cuatro puntos que incrementan notablemente la dispersión, el resto de los valores (72 datos) aparecen altamente agrupados (campo central en la figura 9.7), con un rango de variación que para el oxígeno es de 2 unidades y para el carbono de 2,5. Esta tendencia, junto con la escasa correlación entre $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ ($r=0,51$), concuerda con un sistema hidrológicamente abierto, donde la continua renovación de las aguas impediría el enriquecimiento en isótopos pesados (Talbot y Kelts, 1990; Li y Ku, 1997; Leng y Marshall, 2004). Al considerar los valores de los ríos Piedra y Mesa por separado (fig. 9.2), se puede apreciar que ocupan campos superpuestos y que sus coeficientes de correlación en ambos casos son bajos ($r=0,53$ para el río Piedra y $r=0,45$ para el río Mesa).

No obstante, al considerar por separado los coeficientes de correlación de los depósitos del río Piedra, en los barrancos laterales al río se aprecia un notable incremento en este coeficiente ($r=0,46$ para el río Piedra y $r=0,79$ para los barrancos laterales). Esto se podría explicar por la mayor representación de aquellos subambientes donde determinados procesos favorecerían un fraccionamiento isotópico tendente a la covariación: procesos como la desgasificación mecánica de las aguas debido a la turbulencia en zonas de rápidos y cascadas favorecería una evolución hacia valores isotópicos más altos en el agua y en el sedimento formado a partir de esa agua. De igual

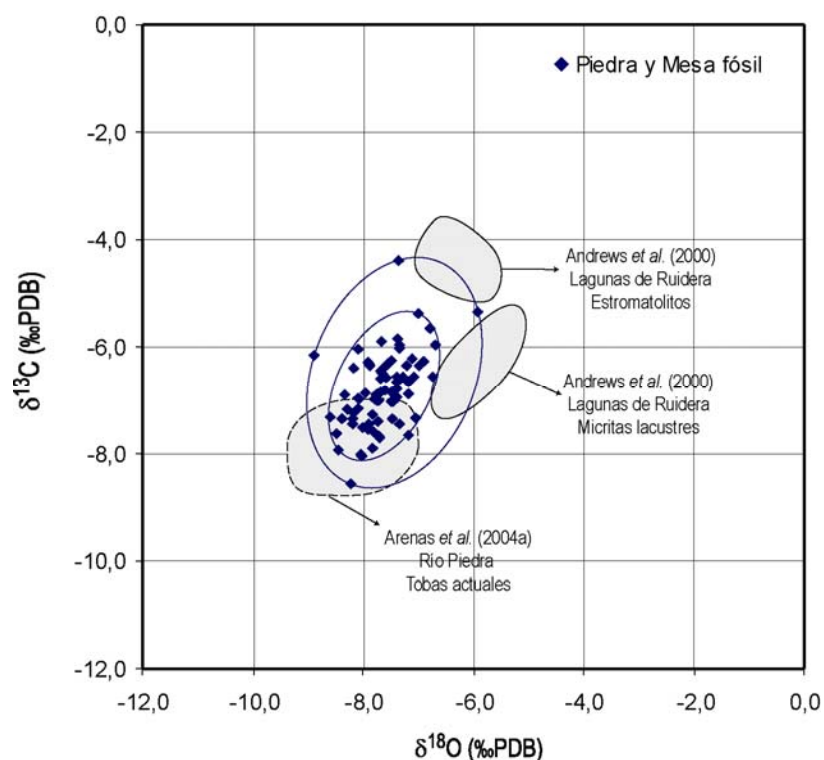


Figura 9.7: Proyección de la composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) de las 76 muestras analizadas en los depósitos fósiles de los ríos Piedra y Mesa. Se muestran los datos de tobas actuales del río Piedra y de las Lagunas de Ruidera.

forma, en áreas remansadas donde el tiempo de residencia de las aguas fuese ligeramente mayor que en el resto del río, se podría producir una evolución similar. Este seguramente sería el caso de los depósitos de los barrancos laterales, ya que se generarían a partir de las aguas procedentes de los “derrames” hacia barrancos laterales del río Piedra producidos en aquellos momentos en que el gran desarrollo de las barreras (y en consecuencia de las áreas remansadas) hiciese que aguas con tiempos de residencia incrementados superasen la cota de los collados más próximos (ver modelo de sedimentación, figs. 8.31 y 8.32). Además, a lo largo de estos barrancos se suceden los represamientos en sucesivas lagunas. Correlaciones similares se encuentran en otros sistemas fluviales con importante desarrollo de áreas remansadas, como es el caso de los carbonatos micríticos lacustres de las Lagunas de Ruidera (Andrews *et al.*, 2000).

Los valores promedio de $\delta^{18}\text{O}$ son muy similares en las tobas fósiles y actuales del río Piedra ($\delta^{18}\text{O} = -7,6\text{‰}$ para las fósiles y $\delta^{18}\text{O} = -7,9\text{‰}$ para las actuales); sin embargo, los valores del carbono difieren en casi 1,5 unidades ($\delta^{13}\text{C} = -6,9\text{‰}$ para las fósiles y $\delta^{13}\text{C} = -8,4\text{‰}$ PDB para las actuales) (fig. 9.7). Los valores de la composición isotópica de las tobas actuales (2001-2003) están tomados de Arenas *et al.* (2004a). Similares diferencias entre tobas fósiles y actuales se han visto en Bélgica (Janssen *et al.*, 1999), donde los incrementos isotópicos de los depósitos fósiles respecto a los actuales se atribuyen a cambios en las características petrográficas y geoquímicas de las tobas fósiles como consecuencia de modificaciones diagenéticas debidas a la infiltración de aguas con mayor contenido en ^{13}C que el agua original del río (posiblemente agua de lluvia en equilibrio con el CO_2 atmosférico).

En las Lagunas de Ruidera, donde actualmente se están formando importantes depósitos tobáceos (Andrews *et al.*, 2000; González-Martín *et al.*, 2004; Ordóñez *et al.*, 2005), considerando el conjunto de las facies, estos depósitos presentan valores mayores, tanto para el $\delta^{13}\text{C}$ como para el $\delta^{18}\text{O}$ (fig. 9.7), como consecuencia de formarse en grandes cuerpos de agua donde las condiciones hidrológicas y el tiempo de residencia afectarían a su composición isotópica (Andrews *et al.*, 2000).

Es frecuente la presencia de tobas fósiles en otros ríos de la Cordillera Ibérica: comparando la composición isotópica de las tobas fósiles de los ríos Piedra y Mesa con las de los ríos Guadalaviar y Mijares (Sancho *et al.*, 1997 y Peña *et al.*, 2000 respectivamente), se observa que presentan valores muy próximos para el oxígeno, pero algo más altos para el carbono en el caso de estos últimos, lo que puede relacionarse con una mayor influencia del $^{13}\text{CO}_3\text{H}^-$ procedente de los acuíferos carbonatados marinos para los ríos Guadalaviar y Mijares (fig. 9.8). En ambos casos, hay que señalar la mayor agrupación de los valores en los ríos Guadalaviar y Mijares ($n=10$ y 9 respectivamente), frente a los ríos Piedra y Mesa ($n=62$ y 14), donde se han muestreado un gran número de afloramientos distintos, a veces separados entre sí varios kilómetros.

Si se compara con otras áreas de la Península Ibérica, los depósitos tobáceos de Urrea de Jalón (Arenas *et al.*, 2000) en la Cuenca del Ebro (post-Aragoniense superior) tienen una coincidencia muy buena con los valores de los ríos Piedra y Mesa (fig. 9.8), con la excepción de dos muestras de calizas margosas ($\delta^{18}\text{O} = -9,3$ y $-9,2 \text{‰}$ PDB) que contienen elevadas proporciones de ankerita.

Los depósitos tobáceos de Alcaraz (Albacete) datados como Holocenos presentan valores

isotópicos bastante más bajos para el carbono, entre -8,0 y -9,0‰ PDB, mientras que los valores promedio del oxígeno son ligeramente más altos, entre -6,7 y -7,5‰ PDB (Andrews *et al.*, 2000), respecto a los de otros depósitos fósiles (fig. 9.8). Estas tobas muestran valores de $\delta^{13}\text{C}$ que Andrews (2006) considera fuertemente condicionados por la presencia de vegetación tipo C3 y una alta contribución del CO_2 ligero del suelo.

Se ha descartado el estudio de las variaciones espaciales en la composición isotópica de los ríos Piedra y Mesa debido a que la formación de los diversos depósitos no es simultánea. Las dataciones obtenidas para los diferentes depósitos oscilan entre 2680 (± 50) y 231000 (± 50000) años y, por otro lado, persisten ciertas dudas acerca de la datación de algunos de ellos. La distribución de los puntos de recarga de los acuíferos carbonatados al sistema fluvial, la distribución de los diferentes subambientes fluviales y las condiciones climáticas (variaciones en los rangos de precipitación y temperatura) pueden variar a lo largo del tiempo y, por ello, la comparación de los diversos afloramientos podría llevar a establecer una evolución espacial errónea.

Al observar la composición isotópica de las distintas facies de los depósitos tobáceos de los ríos Piedra y Mesa, se aprecia que no existen diferencias significativas entre ellas (fig. 9.4). Los campos que ocupan las facies se solapan en gran medida, con la excepción de la facies de Espeleotemas que presenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ ligeramente más bajos que el resto de las facies. Esta homogeneidad en los valores de las distintas facies es una característica propia de los sistemas tobáceos, que ya plantean otros autores (Pentecost y Spiro, 1990; Andrews *et al.*, 1997; Janssen *et al.*, 1999). En cuanto a la facies espeleotémica, las diferencias composicionales pueden ser debidas a

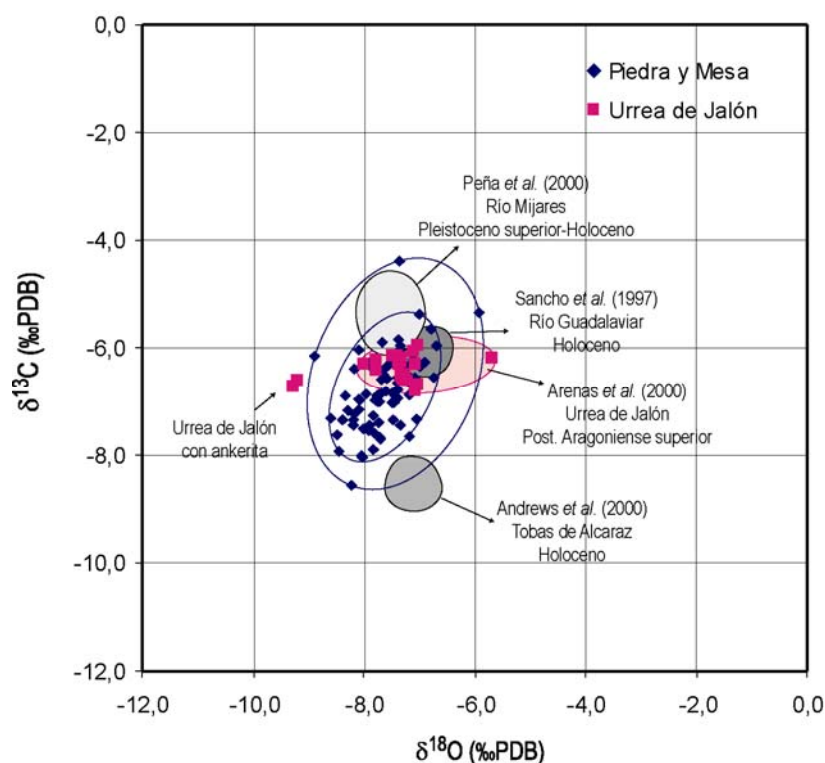


Figura 9.8: Proyección de la composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) de las 76 muestras analizadas en los depósitos fósiles de los ríos Piedra y Mesa. Además, se muestran los datos de tobas fósiles de otras zonas de la península Ibérica.

que el agua a partir de la cual se forman los espeleotemas no procede directamente del río, sino que evoluciona a partir de ésta, durante su circulación por el sustrato tobáceo. Tras su infiltración, el agua superficial circula por el interior de los depósitos tobáceos cargándose en ^{12}C procedente de la abundante materia orgánica presente, hasta llegar a las cavidades donde se generan las facies espeleotémicas. Los valores isotópicos de los espeleotemas mostrados en este trabajo ($\delta^{13}\text{C} = -7,94 \pm 0,49$; $\delta^{18}\text{O} = -8,27 \pm 0,27\%$ PDB) concuerdan con los valores que cita Pentecost (2005).

Horvatinčić *et al* (2003) presentan una comparación entre los valores isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de tobas y espeleotemas holocenos recogidos en varios ríos y cuevas del Karst Dinárico. A diferencia de lo que muestra la composición isotópica en los depósitos del Piedra y Mesa, donde los espeleotemas presentan valores ligeramente inferiores a los del resto de las facies, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en el Karst Dinárico oscilan entre -12 y -6‰ PDB para los depósitos tobáceos, mientras que muestran valores más altos, entre -12 y +3‰ PDB, para los espeleotemas, indicando que la influencia del carbono de origen orgánico es más significativa en las tobas que en los espeleotemas. El $\delta^{18}\text{O}$ oscila para las tobas entre -11 y -6‰ PDB y para los espeleotemas entre -8 y -4‰ PDB, que son el reflejo de la composición isotópica del agua y de la temperatura, más constantes en las cuevas. Estas diferencias composicionales se pueden atribuir al hecho de que los espeleotemas mostrados en este trabajo se forman dentro de los propios edificios tobáceos, como consecuencia directa de su crecimiento, mientras que los espeleotemas presentes en el Karst Dinárico se han desarrollado en el interior del karst, por lo que en este segundo caso puede pesar mucho la composición isotópica del macizo carbonatado huésped.

Si excluimos la facies de espeleotemas, las demás facies tobáceas solamente muestran diferencias atendiendo al coeficiente de correlación calculado entre el $\delta^{18}\text{O}$ y el $\delta^{13}\text{C}$. De esta forma, las facies de Calizas de briofitas, bioclásticas de gasterópodos y Margas presentan coeficientes de correlación moderados ($r > 0,6$), frente a las restantes facies que muestran correlaciones muy bajas o nulas. Se trata de valores de correlación altos teniendo en cuenta que, en conjunto, los depósitos tobáceos que se han estudiado en este trabajo se forman en sistemas hidrológicamente abiertos. Son varios los procesos de fraccionamiento isotópico por los cuales se puede llegar a esta correlación: la desgasificación o pérdida mecánica de CO_2 como consecuencia de la turbulencia de las aguas, el efecto de la evaporación en relación con el tiempo de residencia del agua e intercambio gaseoso con la atmósfera y, en menor medida, y muy controvertida, la actividad fotosintética de los organismos vegetales (Pentecost y Spiro, 1990; Pentecost, 2005; Andrews, 2006). El primero de los tres procesos sería el más adecuado para justificar la correlación en las Calizas de briofitas que se forman preferentemente en saltos de agua de mayor o menor importancia, mientras que la evaporación sería aplicable a las facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos y Margas formadas en áreas remansadas con aguas tranquilas. La presencia de la vegetación (diversos tipos de algas, musgos y otras macrofitas) es una constante en todas las facies carbonatadas, por lo que es posible que, aunque a pequeña escala, se produzca durante la fotosíntesis una sustracción del carbono ligero de las aguas con el progresivo enriquecimiento en ^{13}C del agua y del sedimento formado a partir de ella (Pentecost y Spiro, 1990; Arp *et al.*, 2001; Pazdur *et al.*, 2002; Lojen *et al.*, 2004). Sin embargo, ya hemos señalado que la contribución o magnitud del efecto de la fotosíntesis en el proceso de sustracción de CO_2 es muy discutido, y algunos autores tienen problemas para detectar un efecto significativo de la

fotosíntesis en sistemas con aguas corrientes (Usdowski *et al.*, 1979; Andrews 2006).

Por último, en relación con la facies de Calizas estromatolíticas es significativa la oscilación que muestra el oxígeno de unas láminas a otras (fig. 9.6) y que se ha interpretado como producida por variaciones estacionales en la temperatura del agua que está condicionada por la radiación solar. Así, la pareja claro-oscuro reflejaría un ciclo anual como la suma de un periodo cálido y otro fresco. Esta interpretación está avalada por trabajos realizados en tobas laminadas actuales en el cauce del río Piedra (Vázquez *et al.*, 2005 y Osácar *et al.*, en prep.); estos autores muestran los valores isotópicos de sucesivas láminas claras formadas en los semestres cálidos (promedio $\delta^{18}\text{O} = -8,30\text{‰ PDB}$) y oscuras formadas en los semestres más frescos (promedio $\delta^{18}\text{O} = -7,73\text{‰ PDB}$) a lo largo de los años 1999 a 2003. La metodología de trabajo utilizada en las tobas actuales del río Piedra (Vázquez-Urbez *et al.*, enviado) ha permitido caracterizar cuantitativa y cualitativamente el sedimento acumulado entre los años 2001 y 2005 en los semestres cálidos (abril-septiembre) y en los frescos (octubre-marzo), y así, al analizar el sedimento correspondiente a cada semestre, se ha observado una clara variación estacional para el oxígeno (Vázquez *et al.*, 2005 y Vázquez-Urbez *et al.*, enviado).

Todo esto apoya la hipótesis de que las láminas claras reflejan la sedimentación acaecida durante periodos cálidos, mientras que las láminas oscuras se desarrollan en periodos más frescos. Además, concuerda con el mayor desarrollo biológico presente en las láminas claras, formadas en los periodos cálidos.

La escasa variación de $\delta^{13}\text{C}$ entre las láminas claras y las oscuras (fig. 9.6) concuerdan con los valores de $\delta^{13}\text{C}$ del sedimento actual del río Piedra donde el carbono muestra un comportamiento mucho más irregular que el oxígeno, atribuido a la variable contribución de las diversas fuentes del carbono a lo largo del tiempo (Vázquez *et al.*, 2005 y Vázquez-Urbez *et al.*, enviado.)

Son numerosos los trabajos que, con el propósito de estudiar la estacionalidad en los depósitos tobáceos laminados, recurren al análisis isotópico de las láminas claras y oscuras (Chafetz *et al.*, 1991; Janssen *et al.*, 1999; Andrews *et al.*, 2000; Matsuoka *et al.*, 2001; Kano *et al.*, 2003). Chafetz *et al.* (1991) estudian los estromatolitos actuales de Arbuckle Mountains en Oklahoma (EEUU). En este caso, el $\delta^{18}\text{O}$ presenta valores menores en las láminas esparíticas (-6,4‰ PDB) formadas en los periodos más cálidos, que en las micríticas (-5,2‰ PDB) propias de los periodos fríos. En los sedimentos laminados actuales de los sistemas tobáceos de Shirokawa (Japón) también se observa una correlación inversa entre la temperatura del agua y el $\delta^{18}\text{O}$ del sedimento precipitado en esa agua; así, se obtienen valores más altos de $\delta^{18}\text{O}$ para los inviernos y más bajos para los veranos (Matsuoka *et al.*, 2001; Kano *et al.*, 2003).

En relación al $\delta^{13}\text{C}$, Chafetz *et al.* (1991) señalan promedios más altos en las láminas asignadas a primavera-verano que a las de otoño-invierno como ocurre en el estromatolito estudiado en este trabajo (ver figura 9.6). Sin embargo, Matsuoka *et al.* (2001) registran valores más altos de $\delta^{13}\text{C}$ en las láminas formadas en invierno que en las formadas en verano, mostrando así una correlación muy buena entre oxígeno y carbono ($r=0,88$), y por tanto, ambos isótopos estarían controlados por cambios estacionales en las características del agua, ya sean variaciones de su temperatura o de la composición isotópica del carbono inorgánico disuelto de ella. Esta buena

correlación entre los valores de carbono y oxígeno parece algo poco frecuente, ya que en numerosos trabajos se obtiene un comportamiento irregular del carbono, lo que hace que la correlación sea baja (Chafetz *et al.*, 1991; Lojen *et al.*, 2004; Vázquez *et al.*, 2005; Vázquez-Urbez *et al.*, enviado; Osácar *et al.*, en prep.). Chafetz *et al.* (1991) y Pazdur *et al.* (2002) afirman que la falta de correlación entre carbono y oxígeno puede ser debida a la falta de equilibrio entre HCO_3^- del agua y el CO_2 atmosférico durante la precipitación de la calcita. Esto se atribuye al efecto cinético por el cual, en soluciones sobresaturadas, donde la precipitación de la calcita es muy rápida, no se alcanza el equilibrio con respecto a los isótopos estables del agua. Los sistemas naturales con gran turbulencia y escaso tiempo de residencia de las aguas son situaciones favorables para producirse este desequilibrio parcial en la precipitación de la calcita (Pazdur *et al.*, 2002). Por otro lado, en los depósitos tobáceos del sur de Polonia, la gran cantidad de bacterias quimio y heterótrofas presentes puede hacer que el consumo orgánico de CO_2 sea significativo y, de ahí, que el enriquecimiento de las tobas en el isótopo pesado durante los periodos cálidos pueda ser relacionado con el aumento de la actividad de organismos fotosintetizadores (Pazdur *et al.*, 2002).

BLOQUE III

ANÁLISIS COMPARATIVO DE LOS SISTEMAS TOBÁCEOS DE LA UTS T₈ Y DEL
CUATERNARIO

10- INTRODUCCIÓN

III: ANÁLISIS COMPARATIVO ENTRE LOS SISTEMAS TOBÁCEOS DE LA UTS T₈ Y DEL CUATERNARIO

10-INTRODUCCIÓN

El bloque III de este trabajo tiene como objeto comparar los depósitos neógenos que se generaron durante las fases finales de sedimentación en la Cuenca del Ebro (UTS T₈) con otros similares cuaternarios desarrollados en los sistemas fluviales de los ríos Piedra y Mesa. Esto permitirá completar el estudio sedimentológico y mejorar la comprensión de los procesos acaecidos durante la generación de los depósitos neógenos tobáceos.

En el sector centro-meridional de la Cuenca del Ebro se levanta una plataforma estructural conocida como Muela de Borja, donde se han reconocido las unidades neógenas T₆ a T₈. El registro de las unidades T₆ y T₇ (Aragoniense inferior-Vallesiense inferior) consiste en sedimentos detríticos depositados en sistemas aluviales y fluviales procedentes del margen ibérico (con aportes pirenaicos en T₇, Pérez, 1989), relacionados hacia el centro de la cuenca con ambientes lacustres y palustres donde se generaron sedimentos evaporíticos y carbonatados (Pérez *et al.*, 1989 y Pardo *et al.*, 2004). Durante este tiempo, la sedimentación lacustre tuvo lugar en régimen endorreico y evolucionó según una tendencia climática general hacia mayor humedad (Arenas y Pardo, 1997 y 2000).

Sin embargo, los materiales estratigráficamente más altos, las calizas tobáceas que culminan la Muela de Borja (UTS T₈), muestran facies y geometrías que indican que fueron depositadas en ambientes palustres, lacustres y fluviales carbonatados diferentes a los de las unidades previas (Vázquez-Urbez *et al.*, 2002). Estas diferencias quedan plasmadas en las secuencias características de cada conjunto, así como en los modelos de sedimentación que se proponen en este trabajo para las unidades T₆-T₇ y para la unidad T₈ (apartados 3.3 y 3.5). A la vista de esta información parece evidente que en el tránsito entre estas unidades se produjo un cambio paleogeográfico y ambiental importante pero, como se discute en el apartado 5 de este trabajo, los datos sedimentológicos y geoquímicos plantean incertidumbres respecto al carácter abierto o cerrado y, también, en relación a las condiciones ambientales que controlan el sistema fluvio-lacustre de la Muela de Borja. Surge así la necesidad de compararlo con otros sistemas similares donde las condiciones de formación sean conocidas, al menos, en términos genéricos.

En el Bloque II de esta memoria se presenta el estudio en detalle de los depósitos tobáceos cuaternarios seleccionados con este fin. El sistema elegido fue el de los ríos Piedra y Mesa, muy interesantes no solamente porque presentan importantes edificios tobáceos, sino también porque los procesos de sedimentación de tobas continúan en la actualidad. La dinámica actual de ambos ríos está siendo estudiada por un equipo multidisciplinar dentro de los proyectos REN2002-3575/CLI y CGL2006-05063/BTE del Ministerio de Ciencia y Tecnología/Educación y Ciencia; los resultados se plasman en las siguientes publicaciones: Osácar *et al.* (2002 y 2003), Arenas *et al.* (2004a y b), Vázquez *et al.* (2004 y 2005), Arenas *et al.* (en prensa) y Vázquez-Urbez *et al.* (enviado).

En este bloque III, la comparación entre los materiales neógenos y los cuaternarios atañe esencialmente a los aspectos sedimentológicos y geoquímicos caracterizados en los conjuntos estratigráficos antes citados, a fin de 1) comprender el significado ambiental de las facies tobáceas en

el registro fósil y 2) tratar de interpretar la evolución paleogeográfica y ambiental durante las últimas fases de registro geológico en la Cuenca del Ebro.

La dificultad de estos propósitos arranca de la misma base estratigráfica: la correlación dentro de las unidades estudiadas y en especial su datación no están exentas de problemas, como resumiremos a continuación:

En el sector de Borja-Tarazona se han levantado 16 perfiles estratigráficos sobre materiales prácticamente horizontales, de ellos en 14 se documenta la unidad T₈. Los perfiles se han distribuido rodeando la Muela de Borja (fig. 2.3). Su correlación, pese a ser problemática en algunos casos, se ha realizado mediante seguimiento de líneas de capa sobre el terreno o a partir de fotografía aérea. En otros casos, se ha establecido a partir de la identificación de horizontes de conglomerados masivos utilizados como niveles guía (ver paneles de correlación, figs. 2.22 y 2.23). La correlación de los perfiles ha permitido conocer la distribución espacial y temporal de las facies y, a partir de ella, establecer varios esquemas de distribución de ambientes sedimentarios (figs. 3.38 y 3.39).

En los depósitos tobáceos de los ríos Piedra y Mesa se ha levantado un total de 14 perfiles (9 en el río Piedra y 5 en el Mesa) repartidos a lo largo de ambos cursos fluviales. En este caso, los perfiles se han concentrado en aquellas zonas donde existen importantes edificios tobáceos, apareciendo en la mayoría de los casos desconectados unos de otros (fig. 7.1). Esta desconexión ha imposibilitado la correlación física de los perfiles situados en edificios distintos, y solamente se han podido correlacionar físicamente los levantados en un mismo conjunto tobáceo (caso de los perfiles de La Requiñada o de Jesús Nazareno, figs. 7.4 y 7.13). Los distintos métodos de datación aplicados no aportan precisión suficiente para establecer una correlación entre los perfiles situados en distintos edificios tobáceos.

A la vista de la situación espacial de los afloramientos, la diferencia más significativa entre los materiales neógenos y cuaternarios es su distribución geográfica. En los primeros la sedimentación se produce ocupando una superficie que tiene un orden de magnitud similar en todas las direcciones y una altitud homogénea (el techo de los depósitos se sitúa en torno a los 790-800 m en la mayor parte de la Muela de Borja), mientras que en los depósitos cuaternarios la sedimentación se produce según una dirección preferente marcada por la circulación de las aguas limitadas por un valle con un gradiente topográfico que va de 890 a 710 m en el río Piedra y de 960 a 765 m en el Mesa, y cuya extensión transversal, en ambos casos, está condicionada por la posibilidad de migración lateral del río durante las fases de agradación de sus depósitos.

En cuanto a su situación temporal, todos los materiales estudiados en este trabajo han presentado problemas frente a los diversos métodos de datación aplicables. En la Cuenca del Ebro los métodos elegidos para datar las unidades T₆ a T₈ incluyen el análisis de microvertebrados de varios puntos *a priori* interesantes. Lamentablemente los intentos de datación de la unidad T₈ han resultado infructuosos: no se han encontrado restos de vertebrados que pudieran fechar la unidad y, lo que es peor, la existencia de recubrimientos en el límite entre las unidades T₇ y T₈ ha imposibilitado, por el momento, los estudios magnetoestratigráficos hasta el techo de la Muela de Borja. Por ello, la unidad T₈ se podría datar por su situación estratigráfica post-unidad T₇ como Vallesiense-¿Turolense?, sin poder precisar más. Pero, además, hay que tener en cuenta que el carácter erosivo de la base de la

unidad podría implicar quizá una laguna estratigráfica importante y, por tanto, una edad más moderna.

Los métodos de datación utilizados en los depósitos cuaternarios de los ríos Piedra y Mesa han sido otros: relación U/Th, ^{14}C , luminiscencia en arenas y racemización de aminoácidos. En la figura 7.9 se tabulan las muestras datadas con indicación del método y fiabilidad de la datación. Si consideramos el río Piedra, las dataciones más fiables oscilan desde los 231000 ± 50000 y 199000 ± 34000 hasta los 2680 ± 50 años. En cambio, en el río Mesa los resultados son más fiables: las muestras analizadas con U/Th dan valores entre 80940 ± 1520 y 98700 ± 620 años.

11- ASPECTOS SEDIMENTOLÓGICOS

11.1- Facies

11.2- Secuencias

11.3- Modelos de sedimentación

Modelo unidad T₈

Modelo Piedra-Mesa

11.4- Resumen: Piedra-Mesa *versus* T₈

11- ASPECTOS SEDIMENTOLÓGICOS

11.1-FACIES

En la unidad T₈ de la Cuenca del Ebro se observa un claro dominio de los sedimentos carbonatados, fundamentalmente calizas tobáceas con escasos niveles margosos. Los materiales detríticos, como conglomerados, areniscas y lutitas, aparecen preferentemente concentrados en la base de la unidad.

En los afloramientos cuaternarios fósiles de los Ríos Piedra y Mesa dominan los depósitos carbonatados de carácter tobáceo con pequeñas intercalaciones de materiales detríticos situadas preferentemente en la base de los depósitos.

Para la unidad T₈ en el sector de Borja-Tarazona existen diferencias entre la base de T₈ y el resto de la unidad, ya que en la base aparecen facies detríticas Glc, Alc y Lm que están formadas en un ambiente de sedimentación fluvial; facies éstas ausentes en el resto de la unidad. Por encima, aparece una continua sucesión carbonatada donde alternan facies formadas en ambientes fluviales y palustres (Calizas oncolíticas y de tallos *in situ* o rotos, Co, Ctv y Cbt) con gran movilidad espacial y facies propias de áreas lacustres (Margas y Calizas con gasterópodos y carofitas, Mm, Cbg y Cbc). Esta sucesión carbonatada se ve interrumpida por la llegada esporádica al sistema de materiales detríticos groseros (facies Gtgc y Gtm).

Por otro lado, las facies presentes en los depósitos tobáceos de los Ríos Piedra y Mesa se interpretan como formadas en subambientes fluviales muy variados. Así, unas facies se generan como consecuencia del relleno de canales (facies Glc, Gtm, Alc, Co, Cbt y Ce), otras son propias de las llanuras de inundación y zonas aledañas al cauce principal (Lm, Mm, C, Ctv y Cbt), en ocasiones se forman en zonas con aguas represadas similares a pequeños lagos (Ath, Cbg y Cc) o constituyen barreras y/o cascadas en el cauce (Cbr, Ctc y E).

En la figura 11.1 se presenta una tabla con indicación de las facies presentes en los sectores del Piedra-Mesa y Borja-Tarazona, de su abundancia e interpretación. Comparando un sector y otro podemos extraer las siguientes observaciones:

- Las facies detríticas son más abundantes en los depósitos del Piedra-Mesa, donde representan esencialmente depósitos fluviales de canal y desbordamiento. En el sector de Borja-Tarazona las facies conglomeráticas Gtm y Gtgc (esta última exclusiva de la unidad T₈) implican ambientes aluviales de carácter proximal, ausentes en el sistema Piedra-Mesa.

- En ambos sectores las Calizas de tallos verticales y bioclásticas de tallos presentan similar abundancia y dan cuenta de la importancia de las áreas palustres en los correspondientes sistemas. En el sistema Piedra-Mesa las facies Cbt puede dar lugar a represamientos.

- Las Calizas oncolíticas, derivadas en gran parte de las facies carbonatadas anteriores, son características de los canales de la unidad T₈ y muy escasas en el sistema Piedra-Mesa. En cambio, en los canales de este sistema es frecuente la presencia de Calizas estromatolíticas que señalan sectores del cauce con flujo rápido y topografía escalonada.

- Las facies fluvio-lacustres (Calizas bioclásticas de gasterópodos y de carofitas y Margas)

BLOQUE III: ANÁLISIS COMPARATIVO ENTRE TERCIARIO (UNIDAD T₈) Y CUATERNARIO

FACIES		Cuaternario PIEDRA-MESA		T8 BORJA-TARAZONA	
		Abundancia	INTERPRETACIÓN	Abundancia	INTERPRETACIÓN
DETRÍTICAS Y ORGANÓGENAS	Conglomerados lenticulares con estratificación cruzada Glc	■ ■ ■	Rellenos de canales fluviales y formación de barras con y sin frentes de avalancha en momentos de alta descarga	■	Cursos fluviales poco sinuosos, someros, que transportan gravas y en cuyo fondo se desarrollan barras de crestas onduladas
	Conglomerados tabulares masivos Gtm	■ ■		■	Mantos de gravas a partir de flujos acuosos de alta energía, generalmente no canalizados. Partes proximales de abanicos aluviales
	Conglomerados tabulares granocrecientes Gtgc			■	
	Conglomerados cuneiformes desordenados Gcd	■	Deslizamientos y desplomes que invaden los bordes del sistema tobáceo. Colapso de cuevas		
	Areniscas lenticulares con estratificación cruzada Alc	■	Desarrollo de barras arenosas y arenoso-conglomeráticas y relleno de canales	■	Cursos fluviales poco sinuosos y someros que transportan arenas
	Areniscas, arenas y limos tabulares con laminación paralela Ath	■ ■ ■	Agradación en tramos del cauce, remansados por barreras		
	Lutitas masivas Lm	■	Depósitos de desbordamiento y decantación en la llanura de inundación	■	Decantación en la llanura de inundación (sectores inactivos de sistemas aluviales y fluviales o márgenes lacustres)
	Carbón C	■	Áreas remansadas con etapas de anoxia en los fondos. Llanuras aluviales mal drenadas		
CARBONATADAS	Margas masivas y laminadas Mm, MI	■ ■	Decantación en zonas fluviales remansadas de carácter palustre	■	Decantación en zonas lacustres tranquilas
	Calizas de tallos verticales Ctv	■ ■ ■	Zonas palustres con abundante vegetación hidrófila y precipitación de carbonato en la parte sumergida de la planta	■ ■ ■	Zonas palustres con abundante vegetación hidrófila y precipitación de carbonato en la parte sumergida de la planta
	Calizas bioclásticas tallos Cbt	■ ■ ■	Acción de avenidas que invaden las áreas palustres arrastrando fragmentos vegetales, incluyendo troncos y ramas que pueden formar represamientos	■ ■ ■	Ambiente fluvio-lacustre y lacustre somero, relativamente energético, adyacente a zonas con vegetación hidrófila
	Calizas oncolíticas Co	■	Áreas fluviales activas donde se produce crecimiento y acumulación de oncolitos (barras con/sin frente de avalancha y lags en relleno de canales)	■ ■ ■	Áreas fluviales o lacustres someras sometidas a agitación, donde llegarían fragmentos de tallos que servirían como núcleo para el crecimiento de oncolitos
	Calizas bioclásticas gasterópodos Cbg	■ ■ ■	Áreas fluviales tranquilas y remansadas (canales inactivos o represados) colonizadas por gasterópodos y/o carofitas	■ ■ ■	Ambientes fluvio-lacustres o lacustres someros , tranquilos, a veces sometidos a corrientes
	Calizas bioclásticas carofitas Cbc			■	
	Calizas de carofitas Cc			■ ■	
	Calizas estromatolíticas Ce	■ ■ ■	-Sectores del cauce con flujo rápido -Áreas someras y tranquilas con precipitación de calcita bioinducida formando tapices	■	Áreas someras y tranquilas donde hay precipitación de calcita bioinducida formando tapices e incluso biohermos
	Calizas de briofitas Cbr	■ ■ ■	Cascadas y saltos donde se produce un desarrollo preferente de musgos, que son cubiertos de calcita		
	Calizas de tallos colgantes Ctc	■	Calcificación en torno a plantas hidrófilas colgantes en relación con cascadas. Rápido crecimiento horizontal que origina viseras		
	Espeleotemas E	■	Cuevas desarrolladas bajo cascadas. Se forman estalactitas, a veces a partir de tallos colgantes, y tapices microbianos		
	Calizas masivas bioturbadas y nodulizadas Cmb Cmn			■	Áreas palustres con importante desarrollo de vegetación, sometidas a oscilaciones del nivel freático y con periodos de exposición subaérea
	Calizas intraclásticas Ci			■ ■	Removilización y resedimentación de facies previas en áreas lacustres someras durante episodios de avenidas

■ escaso ■ ■ frecuente ■ ■ ■ abundante

Figura 11.1: Abundancia relativa de las facies presentes en los depósitos de la unidad T₈ y en los ríos Piedra y Mesa. Se indica también la interpretación de las facies para cada uno de los sectores, resaltando en negra las principales diferencias.

se reconocen en ambos sectores. Ahora bien, en el sector del Piedra-Mesa estas facies, junto con las de Areniscas y limos tabulares (Ath) y Calizas de carofitas (Cc), exclusivas de este sistema, corresponden a sectores fluviales represados.

-El sector Piedra-Mesa posee la exclusividad de facies como las Calizas de briofitas, Calizas de tallos colgantes y Espeleotemas, relacionados con la existencia de cascadas y cuevas debajo y detrás las mismas.

11.2-SECUENCIAS

En la figura 11.2 aparece un resumen de las secuencias diferenciadas en la unidad T₈ de la Cuenca del Ebro y en los depósitos de las cuencas de los ríos Piedra y Mesa, con su interpretación.

Para realizar la comparación entre estos dos sectores, las secuencias se han agrupado en función de los ambientes sedimentarios en que se forman. Como se puede ver, muchas de las secuencias muestran una evolución desde un ambiente a otro, e incluso a un tercero.

A continuación se comenta cada ambiente sedimentario y las secuencias asociadas a él en cada uno de los sectores considerados (fig. 11.2):

Ambientes aluvial y aluvial-lacustre-palustre: hay varias secuencias que tienen influencia aluvial, pero sólo una, la secuencia 2, se considera aluvial pura. Esta secuencia resulta de la sedimentación de mantos de gravas (*debris flow*) sobre llanuras lutíticas como consecuencia del desconfinamiento de flujos canalizados que pasan a ser laminares.

A diferencia de esta secuencia aluvial pura, existen en la unidad T₈ secuencias mixtas como la 6a, en la cual al ambiente aluvial proximal le suceden depósitos lacustres y palustres, o como la secuencia 5, donde se observa una somerización progresiva desde ambientes lacustres a condiciones palustres con rasgos pedogenéticos, sucedidos por una llanura aluvial distal.

No se ha reconocido ninguna secuencia que integre el ambiente aluvial en los depósitos cuaternarios de los ríos Piedra y Mesa, si bien se han identificado varios niveles de conglomerados en facies Gcd interpretados bien como deslizamientos o desplomes de ladera que invaden el sistema tobáceo o bien como colapsos gravitacionales de los propios edificios tobáceos (fig. 11.1).

Ambiente lacustre y/o palustre: son muchas las secuencias estudiadas en este trabajo que, asociadas a ambientes puramente lacustres, presentan alguna característica de evolución pedogenética, como son rasgos de bioturbación por raíces y procesos más avanzados como nodulización y brechificación. En la mayoría de las secuencias de la unidad T₈ se trata de momentos finales en el desarrollo de la secuencia (p.ej. secuencia 6c y las ya comentadas 5 y 6a), no del ambiente dominante durante la formación de una parte importante de la misma. Esta situación vendría caracterizada por la importancia que adquieren en la secuencia las facies de tallos con envueltas carbonatadas (Ctv y Cbt), que evidencian la persistencia de una densa cobertera de vegetación hidrófila; tal sería el caso de secuencias como 7b, 8b y 8c.

Por otra parte, en el sector Piedra-Mesa se han reconocido dos secuencias (13 y 14) que se pueden considerar típicamente palustres. Se formarían en zonas adyacentes al curso fluvial donde se produce una importante colonización vegetal del sustrato. En el caso de la secuencia 13, la colonización vegetal está seguida de una inundación duradera que favorecería la proliferación de microorganismos y la anoxia en el fondo que conduciría a la formación de carbón. También sería posible que el carbón se generara en condiciones similares a turberas como consecuencia de un encharcamiento continuado del suelo. La secuencia 14 representa zonas encharcadas cubiertas prácticamente en su totalidad por vegetación herbácea y arbustiva, tipo carrizal, generadas en la llanura de inundación del río, que estaría recorrida por pequeños cauces secundarios con acumulación de oncolitos y fitoclastos.

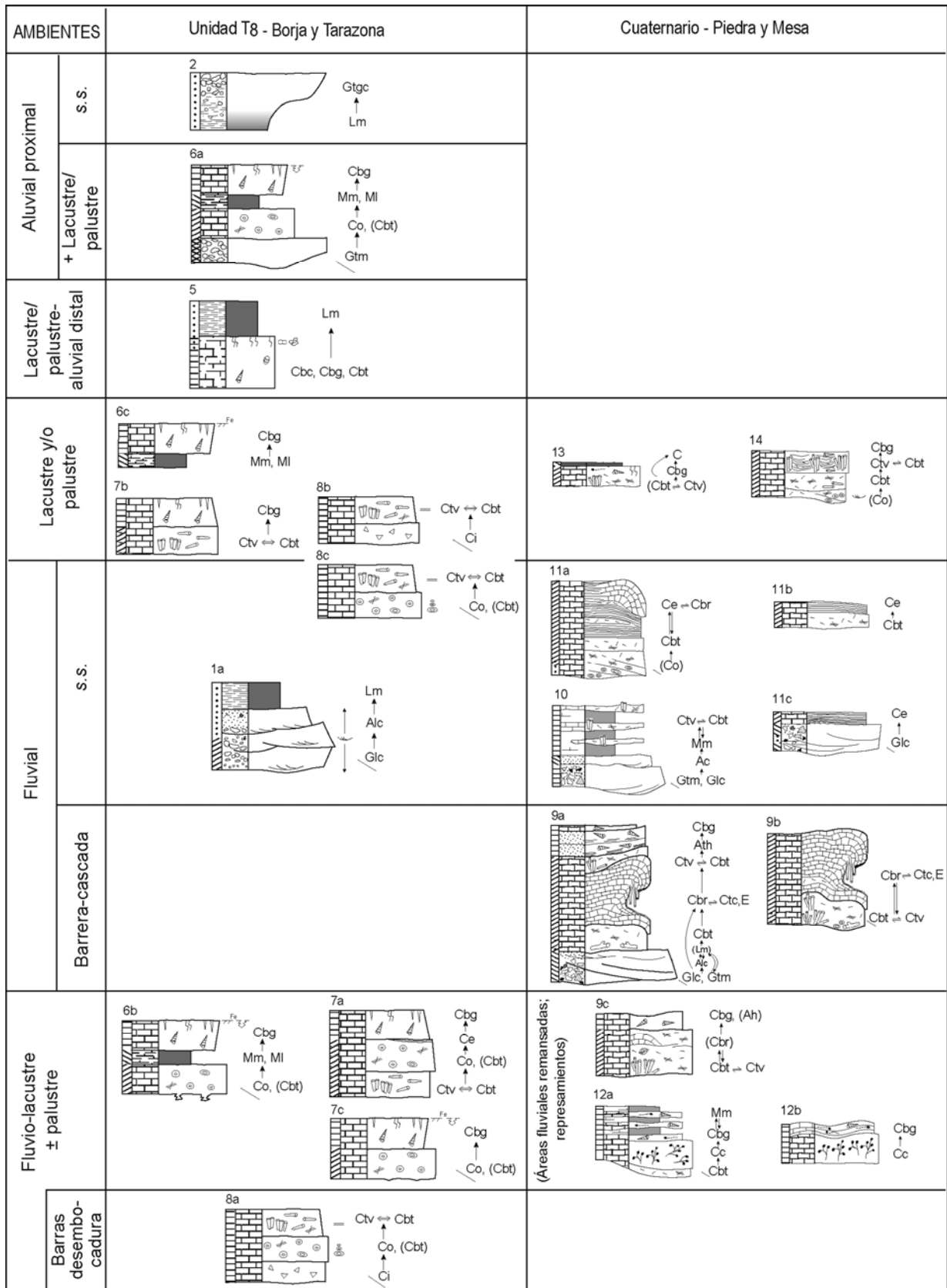


Figura 11.2: Secuencias representativas de los distintos ambientes interpretados para la unidad T8 y para los depósitos tobáceos de los ríos Piedra y Mesa.

Ambiente fluvial: se ha dividido en dos conjuntos distintos: ambiente fluvial puro y ambiente de barrera-cascada, para resaltar las diferencias existentes entre las secuencias formadas en los tramos del río con pendientes relativamente uniformes y aquéllas generadas en los puntos donde existe un salto topográfico destacado en el perfil longitudinal del cauce.

La secuencia 1a vista en la base de la unidad T₈ y la secuencia 10 establecida para el sector Piedra-Mesa se pueden considerar como secuencias equivalentes. Las dos asociaciones representan el relleno de canales activos con material detrítico grosero, a cuya migración lateral sucede la superposición de depósitos típicos de llanura de inundación; en el caso de las secuencias vistas en el sector de Borja como lutitas rojas, mientras que en el sector Piedra-Mesa la llanura de inundación aparecería frecuentemente encharcada y fuertemente colonizada por vegetación hidrófila que se conservaría *in situ* (facies Ctv) o bien sería fragmentada en momentos de crecida del río (facies Cbt).

Tanto en el sector Piedra-Mesa como en el de Borja se han reconocido otras secuencias típicamente fluviales (secuencias 11a, 11b y 11c, y 8b y 8c respectivamente) que se atribuyen a variaciones en las condiciones de relleno del canal fluvial. Así, 11a y 8c comienzan con una acumulación de oncolitos y fragmentos de tallos tapizando canales y en ocasiones formando barras, sobre los cuales se desarrollaría, en el caso de la secuencia 11a, la facies estromatolítica generada en tramos del cauce con flujo rápido. Esta facies podría alternar con la acumulación de material fitoclástico fino y con el desarrollo de montículos de musgos en relación con pequeñas irregularidades en el cauce. Mientras, en la secuencia 8c al canal oncolítico le sucede el ambiente de llanura de inundación colonizado por vegetación hidrófila.

Sin embargo, lo más particular y característico del ambiente fluvial en el sector Piedra-Mesa son las secuencias que representan el subambiente de barrera-cascada (secuencia 9a y 9b). El inicio de esta secuencia se produce con el relleno del canal fluvial con material detrítico grosero y/o la acumulación de material fitoclástico de gran tamaño, incluyendo ramas y troncos que podrían generar una irregularidad en el cauce e incluso una pequeña barrera. Estas zonas irregulares son áreas favorables para el desarrollo de colonias de briofitas que pueden llegar a alcanzar alturas importantes por la superposición continuada de niveles de musgos. Así, la pequeña irregularidad crecería hasta convertirse en una auténtica barrera para el avance de las aguas, generándose aguas arriba una zona represada similar a un pequeño lago, cuyas aguas, al sobrepasar la barrera, caerían formando una cascada. Estas secuencias introducen una componente vertical, es decir, la presencia de fuertes saltos topográficos en el perfil longitudinal del río. Discontinuidades similares en el perfil longitudinal del río no se han reconocido en la unidad T₈, ni en ninguno de los sistemas fluviales estudiados en las unidades terciarias infrayacentes de la zona de Borja-Tarazona.

Ambiente fluvio-lacustre: se han reconocido secuencias fluvio-lacustres tanto en los depósitos cuaternarios de los ríos Piedra y Mesa como en la unidad T₈, en ésta con superposición de condiciones palustres. En Borja, las secuencias 6b, 7a y 7c muestran la transición desde ambientes fluviales, caracterizados por la abundancia de oncolitos y fitoclastos, a lacustres (Calizas bioclásticas de gasterópodos) que llegan a mostrar rasgos de somerización a techo.

Sin embargo, las secuencias 9c, 12a y 12b definidas para el sector Piedra-Mesa se interpretan como generadas en tramos del sistema fluvial donde, debido a unas condiciones

particulares, se produce el represamiento del agua formando subambientes similares a pequeños lagos someros, en los cuales la facies de Calizas de carofitas constituye los depósitos más característicos.

La secuencia 8a, que caracteriza barras de desembocadura fluvial en cuerpos lacustres, es exclusiva de la unidad T₈ del sector de Borja-Tarazona.

11.3-MODELOS DE SEDIMENTACIÓN

Modelo unidad T₈

En conjunto, el depósito de la unidad T₈ en el sector de la Muela de Borja (fig. 11.3A) se produjo en un sistema lacustre somero bordeado en sus márgenes sur y oeste por una red de canales oncolíticos y zonas palustres asociadas. Este sistema fluvio-lacustre presentaba gran movilidad tanto en lo que se refiere al desplazamiento lateral de la red de canales, como a la capacidad de expansión y retracción de las áreas lacustres y palustres. El agua debió tener una composición bicarbonatada cálcica, necesaria para la formación de los depósitos tobáceos y oncolíticos dominantes en la unidad T₈.

Los cursos fluviales debieron ser mayoritariamente someros, amplios y poco sinuosos, aunque pudieron llegar a desarrollarse canales de hasta 1,5 a 2 m de profundidad. En estos canales se registra un desarrollo importante de facies oncolíticas, las cuales a menudo se estructuraban como barras longitudinales de bajo relieve. Los márgenes de los canales y las áreas intercanales constituyen un complejo palustre densamente poblado de vegetación hidrófila que prolifera en las áreas encharcadas de poca profundidad, donde vivirían gasterópodos y otros organismos acuáticos. La comunicación de estas charcas con el sistema de canales dependería del nivel de las aguas, de tal forma que en los momentos de alta descarga habría renovación del agua, mientras que en los momentos de estiaje las charcas quedarían aisladas, aunque raramente llegaran a desecarse.

Los canales oncolíticos desembocarían en un cuerpo de agua permanente, a veces originando barras que crecían aguas adentro. En las zonas lacustres internas se depositarían margas, mientras en las partes marginales se formarían facies de calizas bioclásticas de carofitas y gasterópodos. Las orillas del lago estarían igualmente orladas por vegetación hidrófila. Las fluctuaciones del nivel lacustre llevaron a la migración de estos subambientes, causando las variaciones laterales y verticales existentes entre las facies lacustres y entre éstas y las fluviales y palustres.

Así pues, una característica importante del sistema de sedimentación es la presencia de abundante vegetación hidrófila, tanto en los sectores marginales del lago como en las orillas de los cursos fluviales y las zonas encharcadas. La composición bicarbonatada de las aguas favorecería la precipitación de carbonato alrededor de la parte sumergida de las plantas (facies Ctv). La fragmentación y movilización de estos tallos cubiertos por carbonato cálcico daría lugar a Calizas bioclásticas de tallos (Cbt). Además, estos tallos cubiertos y otros sin cubrir constituirían los núcleos para la génesis de las Calizas oncolíticas (Co) en zonas fluviales o lacustres con movimiento del agua.

En el esquema del modelo de sedimentación (fig. 11.3A), además de la sedimentación fluvio-lacustre carbonatada, se representan los depósitos aluviales de carácter esporádico que suponen la invasión del sistema de sedimentación y que quedan registrados como facies Gtgc, Gtm y Lm.

Los sistemas fluviales conglomeráticos y arenosos de la base de la unidad no se incluyen en la figura debido al desconocimiento de sus equivalentes laterales (ver mapa de facies 1, figura 3.35) y a su inexistencia en el resto de la unidad, todo lo cual impide su integración en el modelo de sedimentación.

Modelo Piedra-Mesa

A diferencia del modelo anterior, el modelo de sedimentación propuesto para los sistemas tobáceos fósiles de los ríos Piedra y Mesa (fig. 11.3B) muestra un sistema fluvial que discurriría sobre formaciones carbonatadas mesozoicas, a veces encajado en estrechos cañones, cortando además depósitos detríticos terciarios. Se trata pues de un modelo fundamentalmente longitudinal cuya extensión lateral viene condicionada por la capacidad de migración del río, limitada por los relieves que bordean el sistema fluvial.

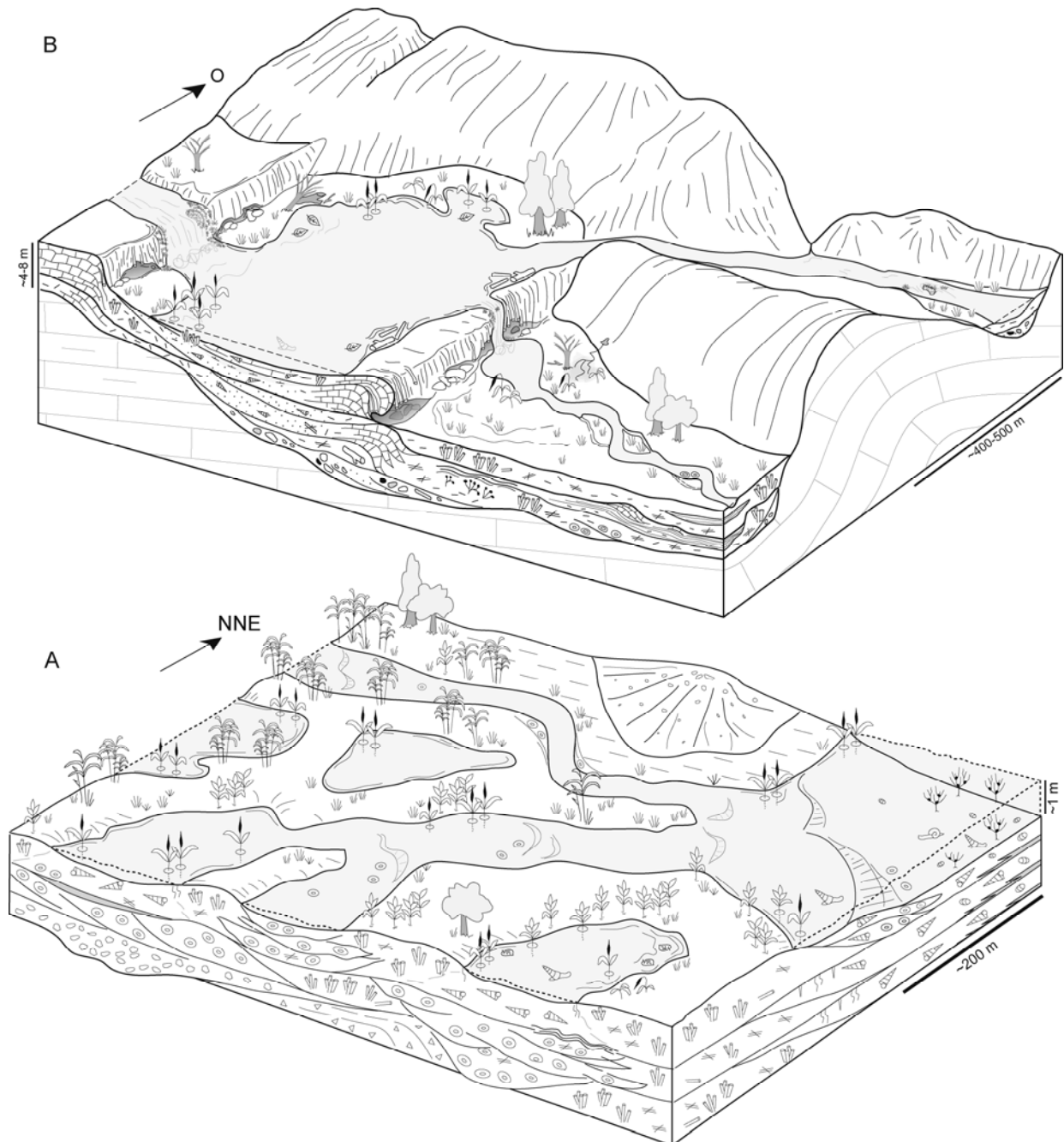


Figura 11.3: Modelos de sedimentación elaborados para la unidad T_8 (A) y para los depósitos de los ríos Piedra y Mesa (B). Ver leyenda en figuras 3.41 y 8.30.

Con anterioridad a las etapas de sedimentación generalizada, la capacidad erosiva del río pudo crear grandes incisiones en los materiales Mesozoicos y Terciarios que atravesaba, e incluso en los depósitos tobáceos de episodios anteriores en caso de existir, de tal forma que se generarían espacios para la acumulación posterior de potentes series de tobas. A continuación de estas etapas de incisión, la sedimentación se iniciaría con la acumulación de clastos de gran tamaño que se depositaban en la base de las incisiones o rellenando los canales previamente formados (facies Glc y Gtm). También en estos primeros momentos, y como consecuencia del desnivel generado, sería posible la desestabilización de las laderas y, por tanto, su deslizamiento y desplome (facies Gcd).

Al igual que en el caso de la unidad T₈, el agua de estos sistemas fluviales sería de tipo bicarbonatado cálcico que, junto con unos parámetros físicos adecuados, propiciaría la generación de los depósitos tobáceos.

La sedimentación tobácea iniciaría su desarrollo en un curso fluvial en general poco profundo donde el cauce tendería a ser estrecho y encajado, excepto en los lugares en que un sustrato litológicamente menos competente permitiese cierta expansión por erosión lateral. En determinadas zonas del cauce, debido a estrechamientos o a cambios de la pendiente, se podría producir la acumulación preferente de material fitoclástico grueso (facies Cbt): troncos y ramas que fácilmente se trabarían dando origen a pequeños obstáculos que posteriormente serían cubiertos por tapices de musgos (facies Cbr). El desarrollo continuado de las briofitas sobre estos pequeños acúmulos y su simultánea calcificación, los convertiría en barreras que represarían el agua generando áreas remansadas. En algunas zonas a lo largo de la barrera el agua rebosaría dando origen a cascadas. Es en esos saltos donde, debido al empuje del agua, las plantas hidrófilas crecerían tumbadas y colgando (facies Ctc) asociadas a los niveles de musgos. El crecimiento de las barreras se produce por agradación, pero también existe un crecimiento frontal acusado que provocaría la creación de viseras y de cavidades y cuevas por debajo y detrás de ellas. Las cuevas así formadas podrían presentar en las paredes y suelos recubrimientos de carbonato laminado (facies E). La progresiva acumulación de tobas sobre la zona de cuevas podría provocar el colapso de aquéllas originando la facies Gcd.

Las zonas remansadas pueden estar situadas aguas arriba de sistemas de barrera-cascada o bien tratarse de tramos parcialmente aislados del cauce funcional libre debido a la formación de barras transversales, e incluso, de sectores del cauce abandonados. En estas zonas remansadas se produciría la acumulación del material carbonatado de grano fino (facies Ath) que arrastra el río procedente de la fragmentación de componentes carbonatados generados aguas arriba. Asimismo, en zonas especialmente tranquilas y protegidas, se desarrollarían comunidades de carofitas y gasterópodos (facies Cc). La conservación de las carofitas en posición vertical sugiere condiciones de calma; la llegada de nuevos aportes acuosos provocaría su fragmentación y acumulación (facies Cbg).

Las zonas de barrera-cascada y las áreas remansadas estarían conectadas por tramos de cauce más o menos sinuosos, poco profundos y con suaves pendientes; en estas zonas del cauce se produciría la acumulación de fragmentos de tallos (facies Cbt) procedentes de la erosión de áreas palustres próximas o bien la formación de oncolitos a partir de fitoclastos (facies Co). La acumulación de oncolitos tendría lugar en pequeñas pozas o sobreexcavaciones del fondo del canal; excepcionalmente incluso podrían llegar a formar barras. En zonas de flujo rápido, la acumulación de material fitoclástico podría alternar con la formación de la facies estromatolítica (facies Ce), que se

presentaría en zonas del cauce, a veces con formas escalonadas. Estos escalones o saltos de agua serían sitios favorables para el desarrollo de pequeños montículos de musgos (facies Cbr).

Las facies fitoclásticas (Cbt) son comunes en varios subambientes. De hecho, constituyen la facies volumétricamente más importante. Esta facies procedería de áreas palustres próximas al cauce principal y de los márgenes de zonas remansadas donde el desarrollo de vegetación hidrófila sería muy importante. Los tallos de estas plantas, que vivirían en parte sumergidas en el agua, se irían cubriendo de carbonato cálcico a lo largo de su vida. Al morir las plantas, las cortezas carbonatadas podrían ser conservadas *in situ* (facies Ctv), pero en gran parte fragmentadas y arrastradas por el agua en momentos de avenida hasta otras zonas del sistema donde se acumularían.

11.4-RESUMEN: PIEDRA-MESA VERSUS T₈

Como síntesis de los aspectos sedimentológicos analizados en este apartado se presentan a continuación los rasgos más relevantes de los sistemas sedimentarios en que se generaron las tobas cuaternarias de los ríos Piedra y Mesa y las de la unidad T₈ en la Muela de Borja.

Piedra-Mesa	T₈
-Sistema fluvial de perfil escalonado con saltos y represamientos. Como consecuencia, gran variedad de subambientes a lo largo del perfil longitudinal.	-Sistema fluvial-lacustre de pendiente suave y uniforme hacia el cuerpo lacustre situado al este.
-Extensas áreas de carácter palustre, con desarrollo de una cobertera vegetal hidrófila que puebla los márgenes de canales, áreas intercanales y los márgenes lacustres (o de las áreas represadas).	
-Amplitud limitada que restringe la movilidad lateral de los distintos subambientes fluviales. Desarrollo de Calizas estromatolíticas laminares en tramos del canal de suave pendiente o escalonados, con flujo rápido.	-Amplitud importante, con gran movilidad lateral del sistema de canales, en los que son característicos los depósitos oncolíticos.
-Aportes laterales sin relevancia, limitados a deslizamientos y desplomes de laderas en las etapas de incisión vertical.	-Aportes laterales de carácter aluvial esporádicos y catastróficos, pero volumétricamente significativos.
-Episodios de profunda incisión vertical separados por etapas de agradación que se inician con depósitos detríticos y prosiguen con el desarrollo de potentes edificios tobáceos.	-Posible incisión basal con depósitos detríticos tras la cual existe una aparente continuidad sedimentaria con depósitos tobáceos hasta el techo de la unidad.

12- GEOQUÍMICA

12.1- Caracterización isotópica de los depósitos Neógenos y Cuaternarios

12.2- Composición isotópica de las facies Neógenas y Cuaternarias

12.3- Comparación de la unidad T₈ con los depósitos actuales del río Piedra

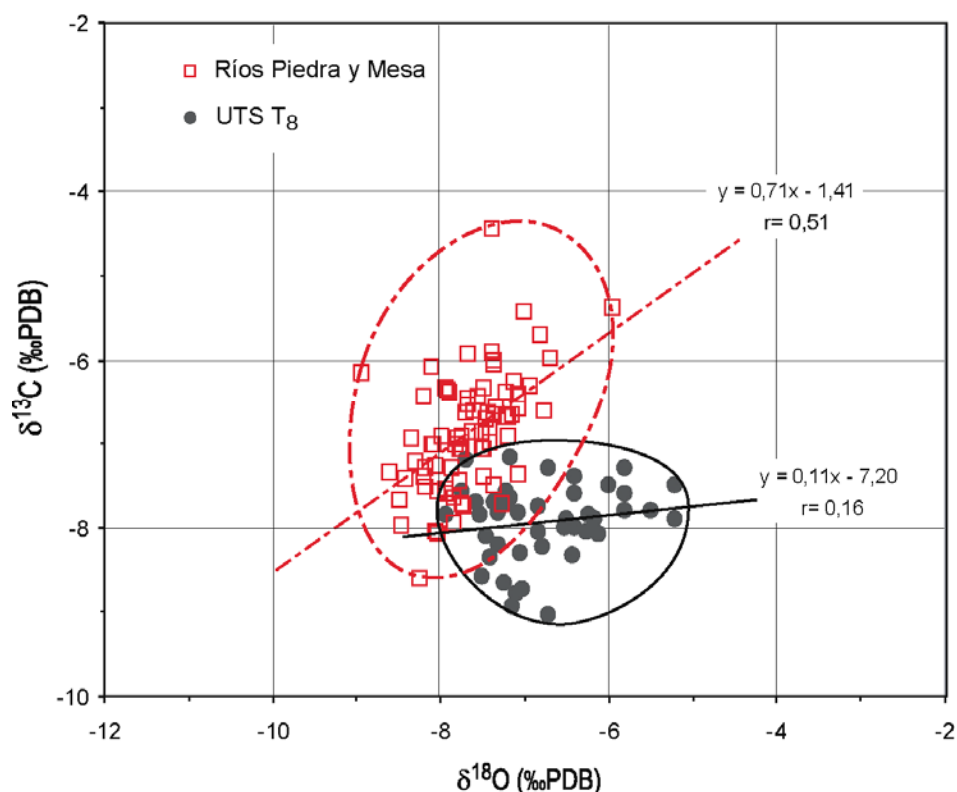
12.4- Comparación de la unidad T₈ con algunos depósitos carbonatados post-T₇ de la Cuenca del Ebro: Urrea de Jalón

12.5- Discusión

12-GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

12.1- CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA DE LOS DEPÓSITOS NEÓGENOS Y CUATERNARIOS

En la figura 12.1 se proyectan por separado los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos para las muestras de la unidad T_8 de aquellos datos procedentes de los depósitos tobáceos fósiles de los ríos Piedra y Mesa; junto a la proyección aparecen los valores máximos, mínimos y promedios de cada uno de estos dos conjuntos, así como el coeficiente de correlación entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$.



		UTS T_8 en BORJA-TARAZONA (n=44)	Ríos PIEDRA y MESA (n=76)
$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)	Promedio (desviación estándar)	-6,78 ($\pm 0,69$)	-7,65 ($\pm 0,50$)
	Máximo	-5,20	-5,95
	Mínimo	-7,93	-8,93
$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	Promedio (desviación estándar)	-7,93 ($\pm 0,45$)	-6,87 ($\pm 0,70$)
	Máximo	-7,17	-4,44
	Mínimo	-9,04	-8,60
Coeficiente de correlación (r)		0,16	0,51

Figura 12.1: Proyección de la composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, ‰ PDB) de las muestras analizadas para la Unidad T_8 de la Cuenca del Ebro y para los depósitos tobáceos fósiles de los ríos Piedra y Mesa. En la tabla se presentan los valores promedio, máximos y mínimos, así como el coeficiente de correlación entre $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$.

En la unidad T₈ se han analizado un total de 44 muestras cuyos valores oscilan para el $\delta^{18}\text{O}$ entre -5,20 y -7,93‰ PDB y para el $\delta^{13}\text{C}$ entre -7,17 y -9,04‰ PDB (fig. 12.1). En este caso los datos aparecen bastante agrupados y con un coeficiente de correlación prácticamente nulo ($r=0,16$).

Para los depósitos tobáceos fósiles de los ríos Piedra y Mesa se han analizado un total de 76 muestras. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ varían entre -5,95 y -8,93‰ PDB, mientras que para el $\delta^{13}\text{C}$ oscilan entre -4,44 y -8,60‰ PDB (fig. 12.1). La agrupación de los datos es relativamente alta, si exceptuamos unas pocas muestras del río Piedra y sus barrancos laterales, que amplían notablemente el campo de distribución. El coeficiente de correlación es bajo, pero mayor que en el caso anterior ($r=0,51$).

Al comparar los valores de los dos sectores se aprecia que las muestras de la unidad T₈ aparecen ligeramente desplazadas hacia valores más altos de oxígeno, pero más bajos de carbono que las muestras de los ríos Piedra y Mesa.

Por otro lado, si se comparan los coeficientes de correlación entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ se observa que en los dos conjuntos los coeficientes son bajos. Estos valores serían propios de sistemas hidrológicamente abiertos (Talbot y Kelts, 1991; Li y Ku, 1997).

12.2- COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE LAS FACIES NEÓGENAS Y CUATERNARIAS

Sólo una parte de las facies tobáceas seleccionadas en este estudio están presentes en ambos sistemas; son éstas las que se utilizan para establecer la comparación entre la unidad T₈ y los ríos Piedra y Mesa. Así, las facies que se van a utilizar son: Calizas bioclásticas de gasterópodos (Cbg) a la que se suman las facies de Calizas bioclásticas de carofitas (Cbc) en el sector de Borja-Tarazona y de Calizas de carofitas (Cc) en los sistemas fluviales del Piedra y Mesa; las Calizas oncolíticas (Co), las Margas (M) y las facies de Calizas bioclásticas de tallos (Cbt) y de tallos verticales (Ctv).

En la figura 12.2 se muestra la proyección de cada facies indicando el sector al que pertenece la muestra. Aunque de forma más o menos acusada según la facies, también en este análisis se observa que los valores promedio de $\delta^{18}\text{O}$ en la unidad T₈ son mayores que los promedios de los ríos Piedra y Mesa. En cuanto al $\delta^{13}\text{C}$, se aprecia que los promedios de T₈ son siempre menores que los de los ríos Piedra y Mesa.

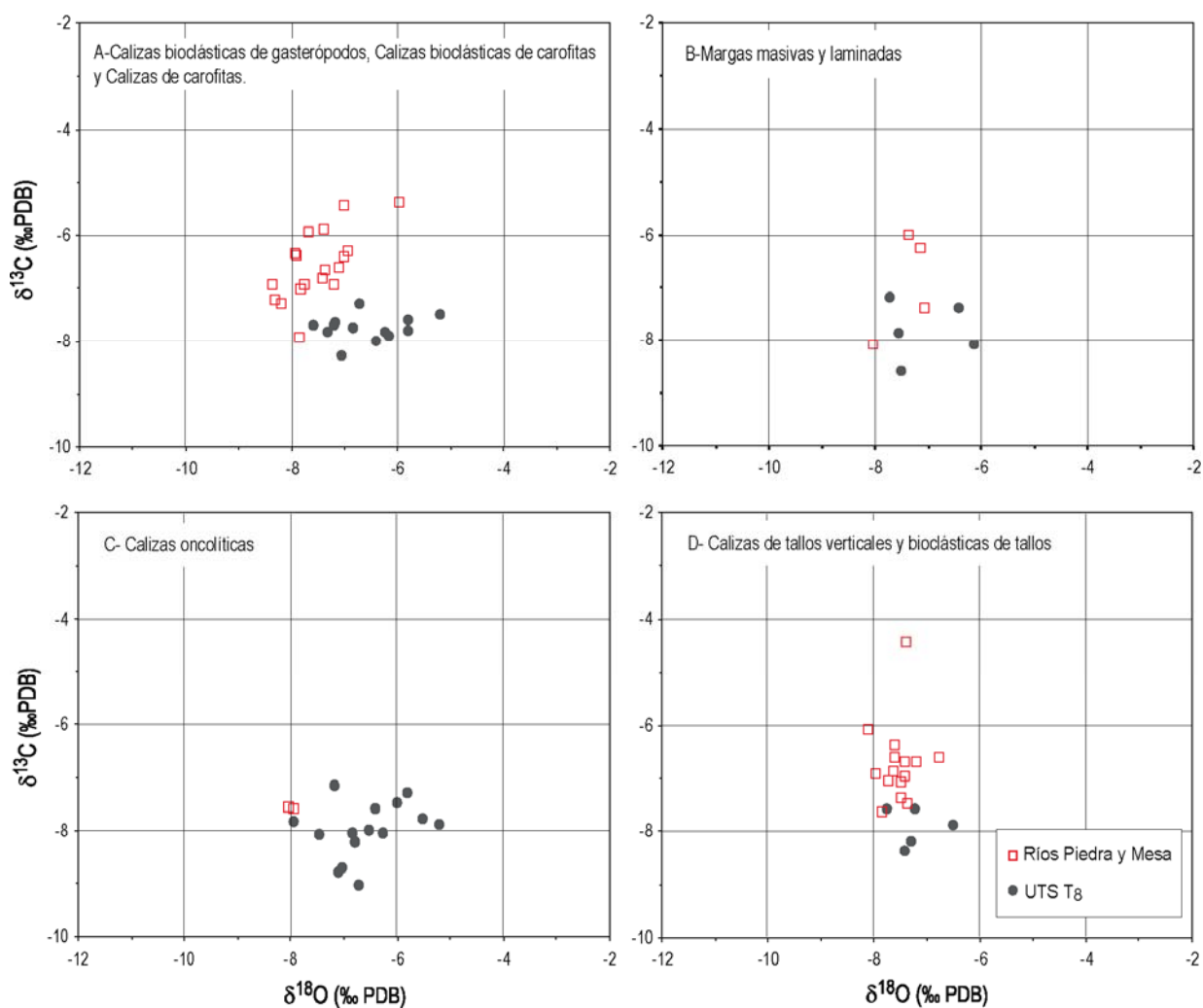


Figura 12.2: Composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, ‰ PDB) de las facies presentes en la unidad T₈ de la Cuenca del Ebro y en los depósitos tobáceos de los ríos Piedra y Mesa.

12.3- COMPARACIÓN DE LA UNIDAD T₈ CON LOS DEPÓSITOS ACTUALES DEL RÍO PIEDRA

En el entorno del Parque del Monasterio de Piedra (fig. 6.2) se ha llevado a cabo un amplio estudio que comprende diversos aspectos sobre la dinámica actual de la sedimentación tobácea del río Piedra a su paso por el recinto del parque. Uno de los puntos de interés en este estudio es el análisis de la composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) del sedimento recogido en distintos puntos del río (tomado semestralmente directamente sobre el terreno y sobre losetas colocadas en el cauce). Estos aspectos se tratan ampliamente en varios trabajos: Osácar *et al.* (2003), Arenas *et al.* (2004a y b), Vázquez *et al.* (2005) y Vázquez-Urbez *et al.* (enviado).

El sedimento corresponde a dos subambientes de sedimentación fluvial: 1) sectores del cauce con flujo continuo y sedimento calcítico denso laminado y 2) zonas de cascadas con flujo variable y sedimento más poroso asociado al desarrollo de briofitas y algas filamentosas. Se presentan valores de noviembre de 1999 a marzo de 2003 (Vázquez *et al.*, 2005).

En la figura 12.3 se muestra la proyección de los valores de sedimento actual del río Piedra frente a los depósitos fósiles de tobas presentes en la unidad T₈ de la Cuenca del Ebro. Los datos se han tomado de Vázquez *et al.* (2005) y Vázquez-Urbez *et al.* (enviado). Al observar el gráfico, se aprecia que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ del sedimento actual recogido sobre el terreno en el río Piedra ($-8,77 < \delta^{13}\text{C} < -7,09$) son muy similares a los de la Unidad T₈ ($-9,04 < \delta^{13}\text{C} < -7,17$). Sin embargo, existe una notable diferencia para el $\delta^{18}\text{O}$, ya que el sedimento actual del río Piedra presenta valores menores

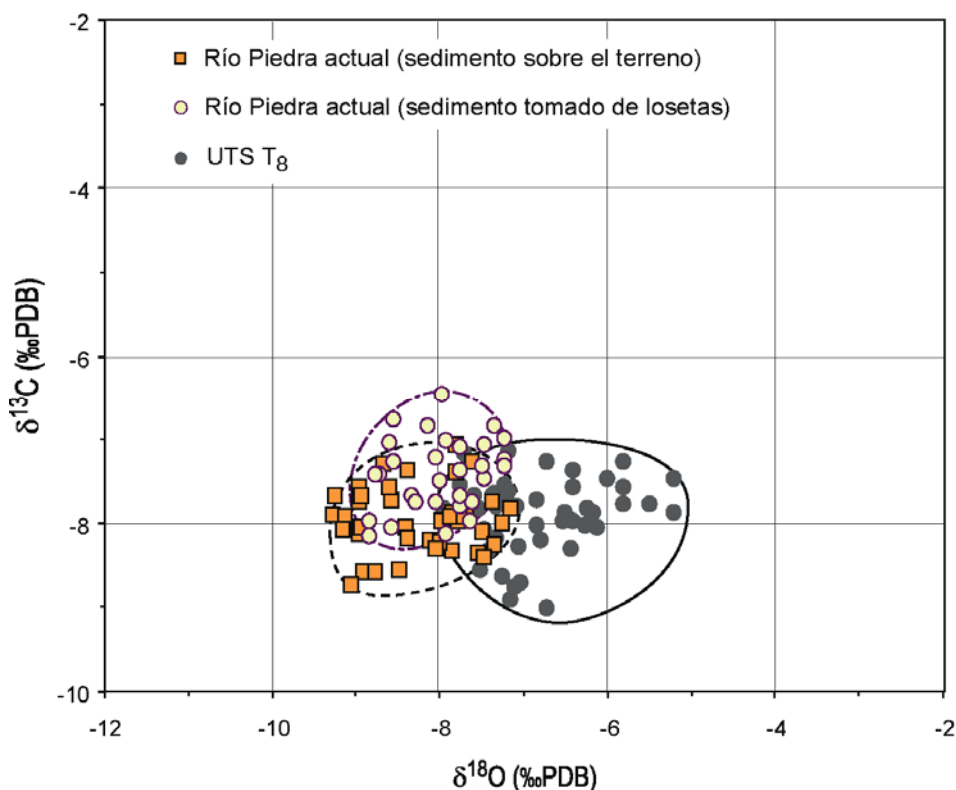


Figura 12.3: Proyección de la composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, ‰ PDB) de las muestras analizadas en la Unidad T₈ de la Cuenca del Ebro (sector de Borja-Tarazona) frente a las muestras de sedimento actual del río Piedra (datos tomados de Vázquez *et al.*, 2005 y Vázquez-Urbez *et al.*, enviado).

que las tobas de la Unidad T₈ (variación de casi 1,5 unidades).

Por otro lado, si consideramos los valores del sedimento recogido de las losetas, se aprecia que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ son ligeramente mayores ($\delta^{13}\text{C}$ promedio= $-7,44 \pm 0,44$) que los de la unidad T₈ ($\delta^{13}\text{C}$ promedio= $-7,93 \pm 0,45$), mientras que para el oxígeno se sigue observando la misma tendencia: valores más bajos en el sedimento actual que en la unidad T₈ (en este caso con una diferencia de 1,2 unidades).

Parece claro que, independientemente de la metodología de muestreo empleada en la recogida de las muestras actuales, hay una diferencia notable en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre el sedimento actual y las tobas fósiles de la unidad T₈.

12.4- COMPARACIÓN DE LA UNIDAD T₈ CON ALGUNOS DEPÓSITOS CARBONATADOS POST-T₇ DE LA CUENCA DEL EBRO: URREA DE JALÓN

Los depósitos tobáceos de Urrea de Jalón se localizan en el sector central de la Cuenca del Ebro, en la margen derecha del río Jalón y al sureste del municipio de Urrea de Jalón. Constituyen un afloramiento relativamente poco extenso (0,3 km²) que se apoya sobre arenas y lutitas de la base de la Unidad T₇, lo que ha permitido datar los depósitos tobáceos como post-Aragoniense. El estudio sedimentológico y geoquímico de estos depósitos ha sido abordado por Arenas *et al.* (2000); todos los datos que aquí se exponen han sido tomados de este trabajo.

Se han reconocido seis facies carbonatadas dentro de las facies tobáceas (Arenas *et al.*, 2000): *boundstones* y *rudstones* de macrofitas, *boundstones* de briofitas, *rudstones* de *coated grains* y oncolitos, estromatolitos no concéntricos, biomicritas y margas. Facies todas ellas presentes en la Unidad T₈ de la Muela de Borja, con la excepción de la facies de briofitas.

En la figura 12.4 se proyectan los 22 datos de las tobas de Urrea de Jalón (Arenas *et al.*, 2000) que incluyen todas las facies citadas, frente a los valores de las Unidad T₈. En el gráfico se puede ver que, con la excepción de las dos muestras que contienen ankerita (70%), el resto de las muestras de Urrea de Jalón presentan valores similares en $\delta^{18}\text{O}$ a las de la unidad T₈, aunque concentrándose en torno a los valores menores (entre -7 y -8‰). Sin embargo, los valores de $\delta^{13}\text{C}$

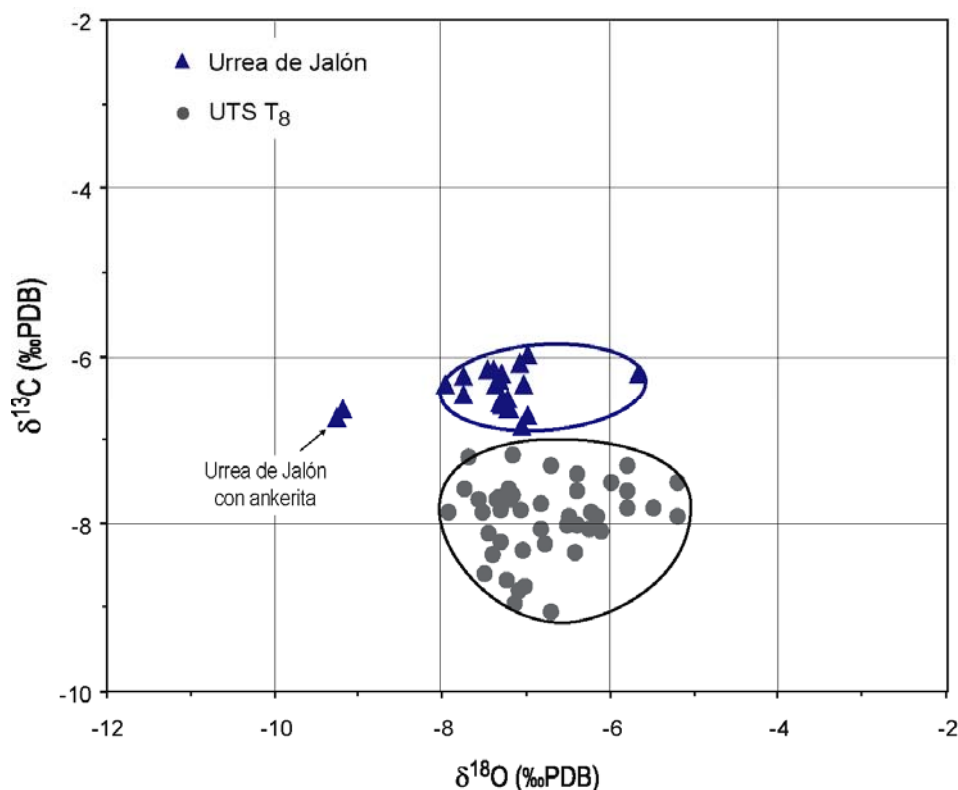


Figura 12.4: Proyección de la composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, ‰ PDB) de las muestras analizadas en la Unidad T₈ (sector de Borja-Tarazona) y en los depósitos tobáceos de Urrea de Jalón (datos tomados de Arenas *et al.*, 2000), ambos en la Cuenca del Ebro. Se ha excluido del campo de Urrea de Jalón dos muestras por presentar alto contenido en ankerita.

son para todas las muestras de Urrea de Jalón más altos que en la Muela de Borja (aproximadamente 1,5 unidades de diferencia).

Al igual que para los depósitos de la Muela de Borja, las tobas de Urrea de Jalón presentan gran agrupación de los valores isotópicos y baja correlación entre el $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, lo que llevó a interpretarlas como formadas en sistemas hidrológicamente abiertos (Arenas *et al.*, 2000).

Otra similitud a destacar entre la Muela de Borja y Urrea de Jalón es la homogeneidad de los valores isotópicos independientemente de la facies considerada, con la excepción citada de las dos muestras con ankerita, lo que sugiere que la composición isotópica del agua y otros factores ambientales fueron constantes para todos los subambientes de sedimentación a lo largo del tiempo en que se formaron estos depósitos.

12.5- DISCUSIÓN

Los datos isotópicos, tanto de las muestras analizadas para la unidad T₈ como de los depósitos tobáceos fósiles de los ríos Piedra y Mesa aparecen relativamente concentrados (fig. 12.1). Hay que hacer notar que aunque la dispersión de las muestras de los ríos Piedra y Mesa parece mayor, esta dispersión está causada por unas pocas muestras, ya que el conjunto principal oscila en 2 unidades para el oxígeno y 2,5 para el carbono.

Al comparar los coeficientes de correlación entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ se observa que en los dos conjuntos son muy bajos. En trabajos clásicos sobre geoquímica isotópica en sistemas lacustres (Talbot y Kelts, 1991; Li y Ku, 1997) se utiliza el coeficiente de correlación como indicador de las características hidrológicas del sistema, de tal forma que cuando se registran coeficientes de correlación mayores de 0,7 se consideran lagos hidrológicamente cerrados y cuando se obtienen valores menores se consideran condiciones hidrológicamente abiertas. Parece pues, que en los dos casos considerados en este apartado se trataría de sistemas con continua circulación y renovación de las aguas. Hay que señalar que el río Piedra, concretamente sus barrancos laterales, como ya se explicó en detalle en el capítulo 9, presenta coeficientes de correlación algo más altos de lo normal para un sistema hidrológicamente abierto ($r=0,79$). Estos valores mayores son posiblemente debidos a procesos de fraccionamiento isotópico acaecidos en sectores concretos del sistema fluvial, como pueden ser las áreas represadas similares a lagos donde el tiempo de residencia puede ser relativamente alto o bien zonas de barrera-cascada donde el fraccionamiento se debe a los procesos de desgasificación mecánica de las aguas, e incluso al fraccionamiento biológico.

Tanto al observar el conjunto de las muestras, como las subdivisiones realizadas en función de las facies comunes a los dos sistemas, se aprecia un desplazamiento de las muestras de T₈ hacia valores más altos para el oxígeno y más bajos para el carbono respecto a las de los depósitos de los ríos Piedra y Mesa.

Nuevamente se plantea la problemática de los valores de la unidad T₈, ya vista en el capítulo 4, donde se comentaban los valores anormalmente altos que presenta la unidad para el $\delta^{18}\text{O}$ en relación a las unidades subyacentes. El hecho de que facies similares en el sistema Piedra-Mesa presenten valores más bajos en $\delta^{18}\text{O}$ que la unidad T₈ refuerza el planteamiento de que se consideren anómalos en relación al oxígeno. Como ya se comentaba en la discusión del capítulo 4, es necesario aludir a un cambio climático, por ejemplo a un progresivo descenso de la temperatura a lo largo de las unidades T₆-T₇-T₈ para poder explicar el aumento de $\delta^{18}\text{O}$ a lo largo del tiempo. Esta hipótesis está avalada por el descenso de temperatura determinada a partir de poblaciones de microvertebrados en el sector de Borja-Tarazona. Murelaga *et al.* (en prensa) señalan que la evolución de las asociaciones de roedores y la disminución de los taxones a lo largo de las unidades T₆ y T₇ indican un enfriamiento climático relativo. A esta variación climática habría que sumarle el efecto de la variación de la altitud sobre las precipitaciones: la progresiva degradación del relieve del margen Ibérico desde la unidad T₆, podría contribuir a un cambio hacia precipitaciones más ricas en ^{18}O . Sin embargo, no habría que descartar otros factores como la procedencia de las masas de nubes o incluso que el incremento de la cobertura vegetal, por medio de los procesos de evapotranspiración, hubiese potenciado el enriquecimiento de las aguas en ^{18}O (Rosenmeier *et al.*, 2002).

A diferencia de lo que ocurre en la unidad T₈, las tobas fósiles de los ríos Piedra y Mesa parecen formarse en periodos relativamente más cálidos, como indica el desplazamiento del $\delta^{18}\text{O}$ hacia valores más negativos. Así mismo, las dataciones que se pueden considerar fiables (fig. 7.19) apuntan a que los depósitos tobáceos se han formado preferentemente en periodos cálidos: estadios isotópicos 5 y 7, momento de formación de buena parte de los depósitos tobáceos cuaternarios presentes en España (Durán, 1989). Solamente las dataciones obtenidas para los depósitos de Los Bancales y el estadio 2 de la Requijada Sur se sitúan parcialmente fuera de esta tendencia, ya que se formaron en relación a los estadios isotópicos 7 a 6, caracterizado este último con clima fresco.

En cuanto al carbono, hay que señalar que siempre es más alto el $\delta^{13}\text{C}$ en los depósitos de los ríos Piedra y Mesa que en la unidad T₈; esta diferencia puede ser explicada como consecuencia de las diferentes fuentes de carbono que entran a formar parte del carbonato precipitado: en los depósitos tobáceos de la unidad T₈ domina la influencia del CO₂ ligero procedente de la materia orgánica vegetal frente al procedente de las formaciones carbonatadas marinas de la Cordillera Ibérica, por lo que el $\delta^{13}\text{C}$ es más bajo, mientras que en el caso de los ríos Piedra y Mesa resulta relativamente más significativo el carbono procedente de la disolución de los macizos carbonatados marinos que albergan los acuíferos de estos dos ríos, dando por tanto valores más altos en $\delta^{13}\text{C}$. Tal hecho podría ser, simplemente, consecuencia de la mayor proximidad entre las surgencias y los depósitos tobáceos en el caso de los ríos Piedra y Mesa, o bien de una mayor aridez en el momento de formación de estos depósitos.

Al considerar conjuntamente los sistemas de la unidad T₈ de Borja, Urrea de Jalón post-T₇, Piedra-Mesa fósiles y Piedra actual, la primera observación que se puede hacer es que en todos los casos los datos ocupan campos reducidos (fig. 12.5). Así pues, la alta agrupación de los valores isotópicos es una constante en cada sistema (desviación estándar baja), independiente de la posición que ocupe en el conjunto. Y la segunda consideración común a los cuatro sistemas, que ya se ha

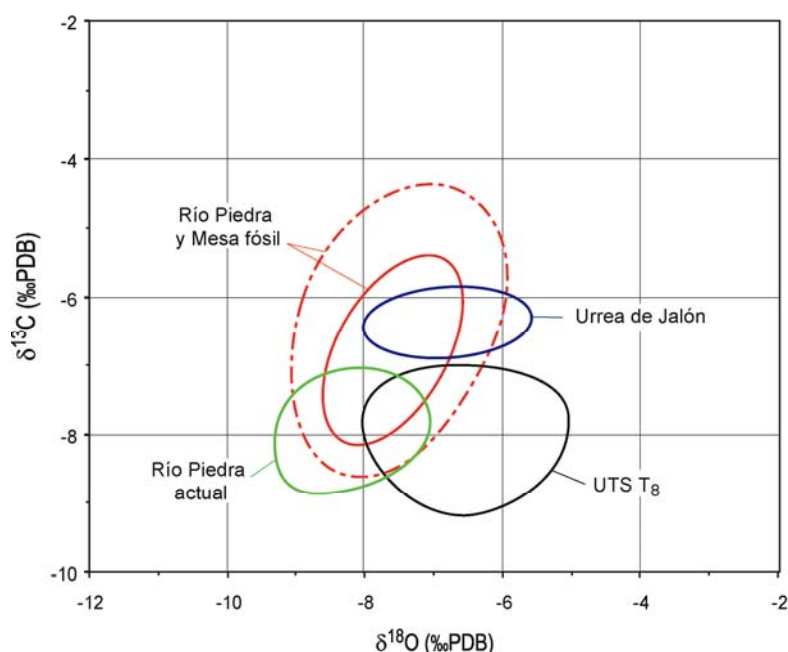


Figura 12.5: Composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, ‰ PDB) de las muestras analizadas en la Unidad T₈ (sector de Borja-Tarazona), en Urrea de Jalón (Arenas et al., 2000), en las tobas fósiles de los ríos Piedra-Mesa y en los depósitos actuales del río Piedra (Vázquez-Urbez et al., 2005 y Vázquez-Urbez et al., enviado). Para el sistema de las tobas fósiles de los ríos Piedra y Mesa se han señalado dos campos: el exterior que engloba todas las muestras y el interior que comprende 72 de las 76 muestras analizadas.

resaltado anteriormente, es la baja correlación entre los valores de carbono y oxígeno. Estos son los dos aspectos en que los cuatro sistemas presentan un comportamiento equivalente, como es característico, por otra parte, de sistemas hidrológicamente abiertos.

Sin embargo, al observar la figura 12.5 se aprecia que cada conjunto ocupa una zona distinta del gráfico, como consecuencia de los siguientes factores:

a) para el oxígeno, de la procedencia y recorrido de las masa de nubes, la altitud a la que se producen las precipitaciones, la temperatura del aire y la temperatura del agua a la que precipita la calcita, y

b) para el carbono, de la variable contribución de las diversas fuentes de carbono: agua procedente de acuíferos mesozoicos e influencia de la materia orgánica vegetal presente en los suelos. Al tratarse de sistemas abiertos, la tendencia al equilibrio con el CO₂ atmosférico no es un factor a considerar.

Es muy probable que para los depósitos de la unidad T₈ y los de Urrea de Jalón, ambos post-unidad T₇, la gran similitud en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ sería debida a condiciones climáticas muy parecidas, con similares temperaturas y procedencias de las masas nubosas, mientras que las diferencias en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ podrían ser explicadas si existiera una mayor influencia del CO₂ derivado del suelo en Borja que en Urrea de Jalón. Sin embargo, esta hipótesis no parece muy convincente si se observa la similitud de facies presentes en ambos sistemas, ya que en los dos hay una gran abundancia de restos vegetales. Cabe pensar que los aportes subterráneos profundos en Urrea de Jalón procedentes de formaciones variadas de la Cordillera Ibérica (Arenas *et al.*, 2000) introdujeran $\delta^{13}\text{C}$ pesado, contribuyendo a elevar la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ en el sistema fluvio-lacustre.

Sin embargo, si consideramos los otros tres conjuntos (unidad T₈ en Borja, Piedra-Mesa fósil y Piedra actual), debido a que se han formado en momentos temporales distintos, cada uno de ellos con sus particularidades climáticas e hidrológicas, en gran medida desconocidas, intentar explicar la variación en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ teniendo en cuenta la cantidad de variables a considerar (temperatura, humedad, altitud, distancia al área de evaporación, variaciones en la contribución de las distintas fuentes del carbono,...) resulta enormemente complejo, pese a lo cual se pueden establecer unas pautas generales, de carácter cualitativo:

La unidad T₈ en Borja:

- escasa pérdida de CO₂ por desgasificación mecánica, no hay evidencia de facies que impliquen gradientes topográficos importantes ni saltos,
- menor influencia de los acuíferos mesozoicos, debido a la mayor separación geográfica entre las zonas de descarga de los acuíferos y el lugar de formación de las tobas y a la elevada humedad que reduce el tiempo de interacción agua/roca dentro del acuífero,
- contexto climático, en principio, fresco (templado-fresco).

Las tobas fósiles de los ríos Piedra y Mesa:

- elevada pérdida de CO₂ por desgasificación mecánica en relación a saltos

y zonas con flujo rápido,

- mayor influencia de los acuíferos mesozoicos, debido a que la formación de las tobas tiene lugar en torno a los puntos de descarga de los acuíferos y como consecuencia de un aumento relativo de la aridez que determina un aumento del tiempo de interacción agua/roca dentro del acuífero,
- en principio, condiciones cálidas (actualmente semi-áridas).

Por otro lado, las diferencias observadas entre las tobas fósiles de los ríos Piedra y Mesa y los datos obtenidos para las tobas actuales del río Piedra (fig. 12.5) requieren un estudio más detallado que se está llevando a cabo actualmente. Uno de los aspectos que se está barajando como posible causante de estas diferencias es la diagénesis. En esta línea Janssen *et al.* (1999) muestran variaciones similares entre tobas fósiles y actuales dentro de un amplio conjunto de sistemas tobáceos belgas. No obstante, no se debe olvidar que la representatividad de los muestreos en ambos casos podría influir en los resultados: algunas facies son más susceptibles a la erosión, por lo que su presencia en el registro fósil es menor, mientras que otras, como las laminadas, generalmente presentan láminas claras más potentes en relación a las estaciones cálidas ($\delta^{18}\text{O}$ más bajo) y láminas oscuras menos potentes en relación a las estaciones frescas ($\delta^{18}\text{O}$ más alto); esto hace que en los muestreos de las tobas fósiles frecuentemente los valores correspondientes a periodos frescos tengan menos peso en los datos isotópicos obtenidos.

BLOQUE IV

HIPÓTESIS SOBRE LA EVOLUCIÓN DEL RELLENO FINAL DE LA
CUENCA DEL EBRO

13- CLIMA

IV: HIPÓTESIS SOBRE LA EVOLUCIÓN DEL RELLENO FINAL DE LA CUENCA DEL EBRO

La elaboración de una hipótesis de cómo fue el final del relleno de la Cuenca del Ebro presenta un alto grado de dificultad. Esto es debido, en primer lugar, a los problemas de datación de la unidad T₈ que complica su asignación a un contexto climático definido, pero también a la persistencia de incertidumbres consecuencia del carácter limitado de su afloramiento, así como a la existencia de variables no controlables como el modelo de circulación atmosférica o la distribución de la red hidrográfica, entre otras.

Además, en la Cordillera Ibérica existen depósitos fósiles (Débanos y Tierga-Mesones, ver figura 14.1, más adelante), aparentemente de características y posición estratigráfica similares a los estudiados en este trabajo, pero de los que apenas hay información en la bibliografía. Un conocimiento detallado de su edad, sedimentología y geoquímica permitiría un mejor control de la evolución del relleno de la Cuenca del Ebro durante el final del Terciario.

13-CLIMA

A partir de los datos proporcionados por el estudio sedimentológico y geoquímico de los materiales de la Muela de Borja, junto con la información que suministra el estudio de depósitos tobáceos más modernos (depósitos de los ríos Piedra y Mesa), se pueden señalar ciertas pautas en la evolución climática del final del relleno de la Cuenca del Ebro.

Como punto de partida, la comparación de las facies presentes en la unidad T₈ con las de las unidades infrayacentes, es decir, la desaparición total de evaporitas en T₈, la reducción de facies detríticas y la generalización de depósitos carbonatados tobáceos, suministra información que apunta hacia un cambio climático notable.

Si a este hecho le sumamos la información que suministran los datos geoquímicos: concentración marcadamente menor en elementos traza en la unidad T₈ que en la unidad T₇ (ver apartado 4.1.3) y la ausencia de correlación entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en la unidad T₈ (ver apartado 4.3), se descarta la posibilidad de aguas isotópicamente pesadas por evaporación y se sugiere la existencia de un sistema hidrológicamente abierto para la unidad T₈.

Como ya se ha dicho, en la unidad T₈ el volumen de detríticos es escaso y se relaciona con eventos excepcionales de carácter catastrófico, por lo que la mayor parte de la unidad se desarrollaría a partir de aguas limpias con muy escasa carga en suspensión y prácticamente nula carga de fondo. Esto implicaría áreas fuente bien pobladas de vegetación que serviría como elemento protector frente a la erosión (seguramente en relación con clima húmedo, etapa de biostasia), lo que concuerda bien con los valores de $\delta^{13}\text{C}$, que son los más bajos de todas las unidades de relleno de la Cuenca del Ebro.

Si atendemos a los valores de $\delta^{18}\text{O}$, se observa una evolución hacia valores más altos en $\delta^{18}\text{O}$ a lo largo de las unidades T₆, T₇ y T₈, lo que evidencia una tendencia también en la evolución climática que es, en conjunto, progresiva desde la unidad T₆. De igual forma, esta tendencia hacia valores más altos de $\delta^{18}\text{O}$ se aprecia de base a techo de la propia unidad T₈.

Esta evolución hacia valores más altos en $\delta^{18}\text{O}$ puede ser consecuencia de una evolución climática hacia condiciones:

- más cálidas: una mayor temperatura de las masas de aire condiciona que las precipitaciones sean más pesadas y, por tanto, que las aguas del sistema también lo sean.
- una procedencia distinta de las masas de vapor de agua para la unidad T₈; en este caso sería necesario que las distancias recorridas por las nubes fuesen progresivamente menores y/o que las precipitaciones intermedias desde las áreas de evaporación fuesen también menores. En ambos casos, esto supone un cambio en el modelo de circulación atmosférica.
- más frescas: la disminución de la temperatura ambiente y, como consecuencia, de las masas de agua, condiciona que la calcita precipitada sea más pesada.

Lógicamente, es plausible la combinación de dos de estas tres variables (procedencia distinta de las masas de vapor de agua, ya sea con un aumento de la temperatura o bien con un descenso de la misma). A continuación se presentan algunos trabajos que tratan sobre la evolución climática, ya sea en un ámbito local o regional, y que permitirán acercarnos a cuál de las posibilidades parece más probable.

Los datos climáticos adicionales de que se dispone en el área estudiada son muy escasos y se basan en la fauna de los yacimientos de vertebrados de Tarazona de Aragón, Melero 20 (ambos Aragoniense medio) y Melero 30 (Aragoniense superior), situados a techo de la unidad T₆ y hacia la base de T₇. Murelaga *et al.* (en prensa) sugieren a partir de los mismos una tendencia progresiva hacia el enfriamiento.

Los datos del clima del Mioceno en España y de otras áreas de Europa parecen apuntar hacia un clima más frío y húmedo; concretamente:

- van Dam y Weltje (1999) y Alcalá *et al.* (2000), a partir de las faunas de micromamíferos, sugieren para España unas condiciones más áridas y cálidas hasta los 10,5 Ma, más húmedas y frías entre los 10,5 y 8,5 Ma (Vallesiense inferior-Turolense inferior) y de nuevo más áridas y cálidas entre los 8,5 y 7,5 Ma. Años más tarde, van Dam (2006) adelanta el inicio del periodo frío y húmedo a los 12 Ma, que terminaría de forma diacrónica en Europa, concretamente en el Mediterráneo occidental aproximadamente a los 8 Ma con el establecimiento de una estación seca (verano). Este periodo seco y cálido presentaría momentos con incrementos temporales de las precipitaciones en torno a 7-6, (5) y 3 Ma.
- Bohme (2003), sobre la base de faunas de vertebrados ectotérmicos y termofílicos y sus desapariciones, postula para Centroeuropa, y por extensión para Europa occidental, un óptimo climático en torno a los 17-15 Ma (que por tanto, incluiría la mayor parte de la unidad T₆) y un enfriamiento que comienza en los 14-13,5 Ma (base de la unidad T₇) y que continuaría hasta aproximadamente los 10 Ma (mitad del Vallesiense). Según Zachos *et al.* (2001) este enfriamiento continuaría hasta los 6 Ma (Plioceno inferior, fig. 13.1).

- Fortelius *et al.* (2002) por su parte, a través del estudio del índice de hypsodoncia en las faunas miocenas, señala una época de tendencia general hacia menos aridez entre los 24 y 8 Ma para Europa occidental.
- Montuire *et al.* (2006) da, entre los 11 Ma y los 8,5 Ma (Vallesiense– Turolinese basal), un descenso de 3-4°C para España en la temperatura media anual (ver figura 8 de Montuire *et al.*, 2006).
- Mosbrugger *et al.* (2005) marca a partir de los 15 Ma una tendencia general al descenso en la temperatura media anual, al igual que para la media del mes más cálido (ver figura 2 de Mosbrugger *et al.*, 2005) o del mes más frío con un descenso, en este caso, de 4-5 °C para Centro-Europa (fig. 13.1). Se observa también en la figura 13.1 el buen paralelismo con el registro de ^{18}O marino que propone Zachos *et al.* (2001).
- Kvacek y Teodoridis (2007) a partir de las floras centroeuropeas expresan que el Óptimo Climático del Mioceno alcanzó parámetros cercanos a las condiciones climáticas subtropicales al final del Mioceno inferior y comienzo del medio. Después se produce un deterioro diacrónico de las temperaturas que comienza gradualmente durante el Mioceno medio y que se manifiesta en cambios de la vegetación en diversos lugares de Centro-Europa a lo largo del Mioceno superior. El enfriamiento culmina en el Plioceno superior con el primer evento glacial.

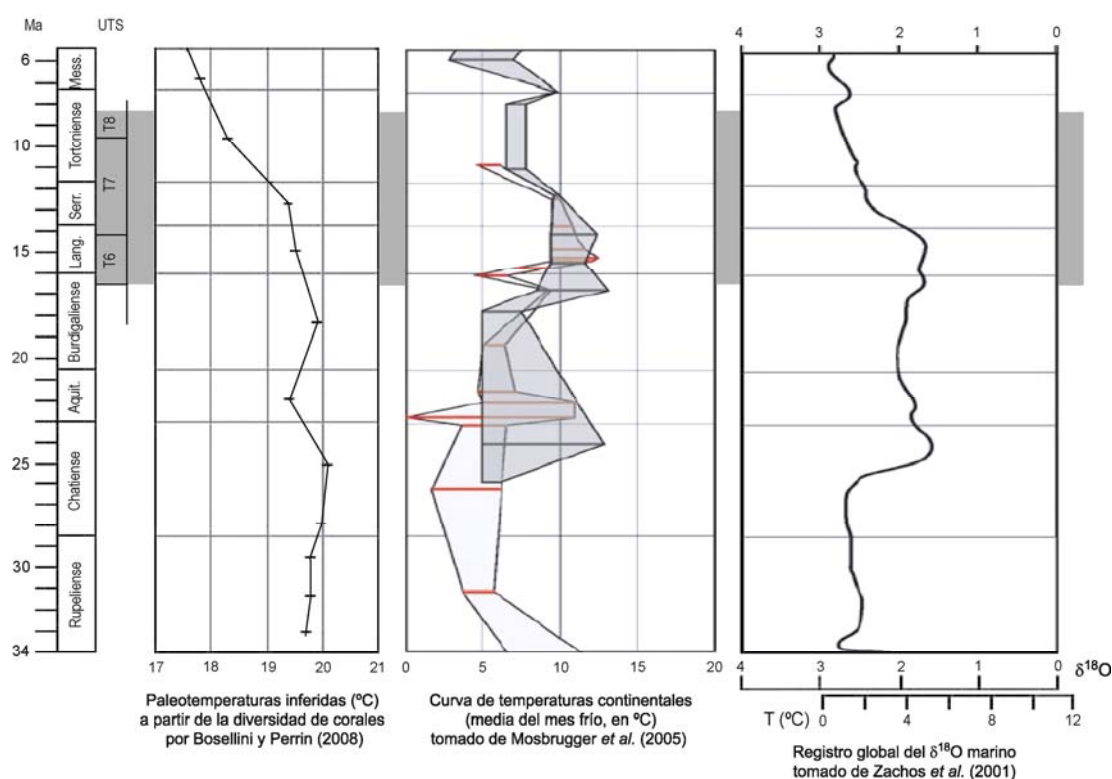


Figura 13.1: Equivalencia entre curvas de paleotemperaturas propuestas por diversos autores para Europa (Bosellini y Perrin, 2008 y Mosbrugger *et al.*, 2005) y globales (Zachos *et al.*, 2001). Las barras grises delimitan el intervalo temporal de las unidades que se estudian en este trabajo.

- Bosellini y Perrin (2008) a partir del estudio de localidades de corales en el Mediterráneo, a lo largo del Oligoceno-Mioceno proponen una evolución de las paleotemperaturas relativas del agua del mar en la superficie; de este modo, presentan un enfriamiento continuado entre los 13 y 6 Ma (fig.13.1).

En el área de Borja, a techo de la unidad T₇ se detecta un salto a valores más altos de $\delta^{13}\text{C}$ sobre la tendencia general, que apuntaría a una etapa de mayor aridez dentro de la tendencia general hacia clima más húmedo. En relación con esta etapa se produce: a) abundancia de detríticos en el techo de la unidad T₇ y base de T₈, y b) posible etapa de incisión fluvial que afecta al techo de T₇.

Como resumen se puede hablar de una evolución general progresiva desde la unidad T₆ a T₈ hacia un clima más frío y húmedo, pero con una etapa más árida alrededor del límite T₇-T₈.

14- PALEOGEOGRAFÍA

14- PALEOGEOGRAFÍA

Como ya se ha citado en el apartado anterior, la geoquímica de elementos menores y la ausencia de correlación entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ señalan la existencia de un sistema hidrológicamente abierto para la unidad T₈.

Por similitud con los depósitos del sistema Piedra-Mesa y con otras tobas cuaternarias fósiles y actuales, los depósitos tobáceos de la unidad T₈ requieren para su formación de aguas bicarbonatadas-cálcicas, lo que nos llevaría a pensar en aguas procedentes de acuíferos en formaciones calizas mesozoicas.

A escasos 30 km de la Muela de Borja, existen depósitos tobáceos asignados al Mioceno por Rey de la Rosa y Rivera Navarro (1981) situados en el valle del río Añamaza entre los municipios de Añavieja y Débanos (fig. 14.1). En este sector del río se reconocen igualmente tobas cuaternarias generadas a partir de surgencias de aguas carbonatadas en la cuenca del río Añamaza (Sáenz Ridruejo y Sanz Pérez, 1989; Coloma *et al.*, 1996), así como en el río Queiles en las proximidades de Ágreda (Rey de la Rosa y Rivera Navarro, 1981).

La existencia de otros depósitos tobáceos fósiles en la Cuenca del Ebro (Urrea de Jalón, fig. 14.1; Arenas *et al.*, 2000) y en el margen ibérico de la Cuenca (Tierga-Mesones, fig. 14.1; Olmo Zamora *et al.*, 1981) considerados, al igual que los depósitos de Débanos y que la misma Muela de

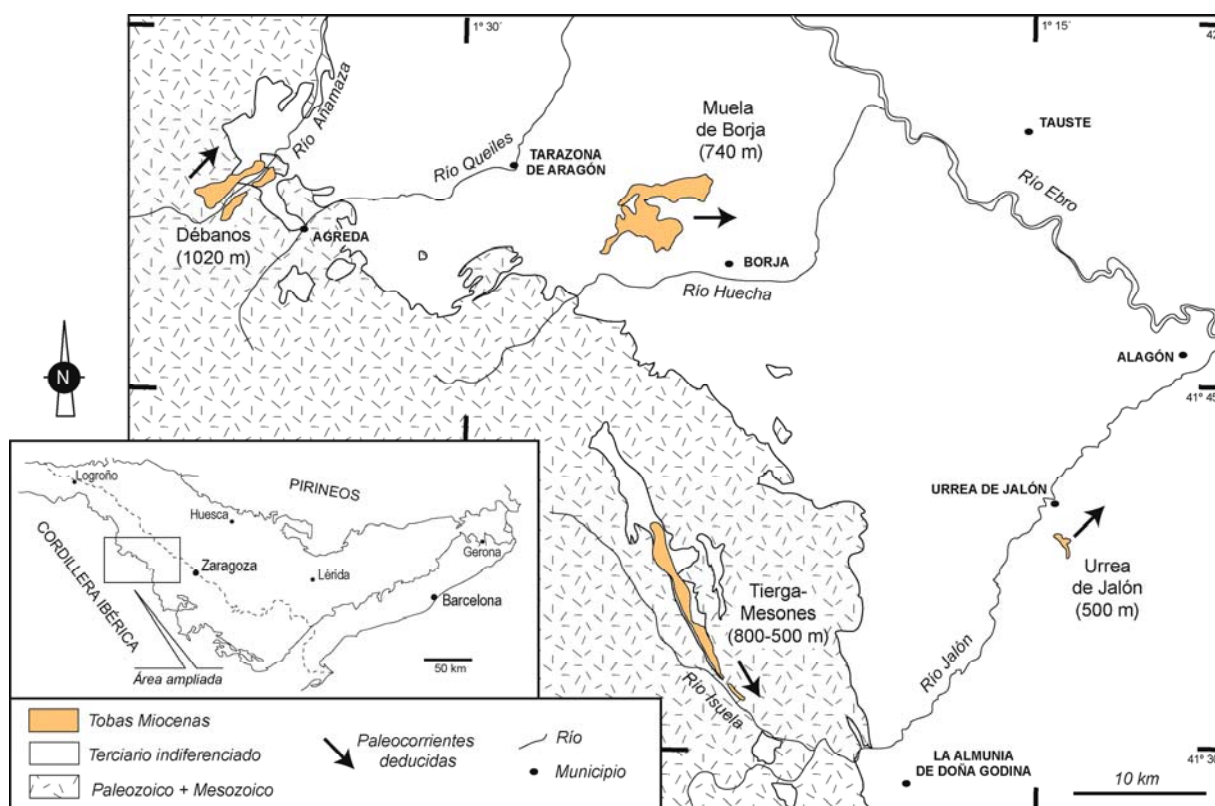


Figura 14.1: Situación geográfica de los depósitos tobáceos de Débanos, Muela de Borja, Tierga-Mesones y Urrea de Jalón, con indicación de su altitud y de la paleodirección deducida de circulación de las aguas.

Borja, como formados durante el Mioceno superior, permite plantear la hipótesis de que tales depósitos se generarían simultáneamente en distintas cuencas fluviales que drenaban la Cordillera Ibérica y que se dirigían hacia el centro de la Cuenca del Ebro. Seguramente el desarrollo paralelo de tobas en diferentes cuencas se produciría en relación a momentos climáticos favorables (relativamente cálidos); desafortunadamente la ausencia de dataciones precisas para los depósitos de las cuatro áreas impide confirmar esta hipótesis. La formación de tobas se ha producido durante el Cuaternario y se sigue produciendo en la actualidad en varios cursos fluviales, aproximadamente paralelos entre sí, con zonas de cabecera en la Cordillera Ibérica y que discurren hacia el centro de la cuenca hasta desembocar en el río Ebro (ver figura 6.4).

Sin embargo, el desconocimiento de la distribución de la red hidrográfica durante estas etapas finales del Mioceno permite plantear la posibilidad de que algunos de estos depósitos hubieran sido generados por el mismo sistema fluvial: uno sería el de Débanos-Muela de Borja y otro el de Tierga-Mesones-Urrea de Jalón. En zona de cabecera estarían los depósitos de Débanos y Tierga-Mesones, situados dentro de la Cordillera Ibérica, y en los tramos medios del río los depósitos de la Muela de Borja y Urrea de Jalón, situados dentro de la Cuenca del Ebro. Son numerosos los ejemplos en los que dentro de un mismo curso fluvial hay varios conjuntos tobáceos separados por distancias de orden kilométrico (por ejemplo, los depósitos del río Mesa, fig. 6.2).

Al considerar estos cuatro conjuntos (Débanos situado al oeste, Muela de Borja en el centro, Tierga-Mesones al sur y Urrea de Jalón más al este) se aprecia un descenso de la altitud de los depósitos de oeste a este. Tomando como referencia el techo de cada uno de los depósitos la altura es de 1020 m para Débanos, 740 m para la Muela de Borja y 500 m para Urrea de Jalón, mientras que la altitud en Tierga-Mesones es de aproximadamente 800 m en su parte norte y se reduce hasta los 500 m en la zona sur.

Las direcciones generales de circulación de las aguas (fig. 14.1) eran para Débanos hacia el N-NE, para la Muela de Borja hacia el este (ver figura 3.38B), en Urrea de Jalón hacia el noreste y, por último, en la zona de Tierga-Mesones seguramente las aguas circularían hacia el SE como se puede deducir por el gradiente topográfico que presentan.

Desafortunadamente no hay datos sedimentológicos ni geoquímicos de las tobas de los alrededores de Débanos, ni de las de Tierga-Mesones. Pero sí que se ha reconocido en los cuatro sectores la presencia en la base de las formaciones tobáceas de materiales detríticos, y su carácter erosivo observable a escala de afloramiento en Débanos y Urrea de Jalón, y deducible a partir del estudio estratigráfico en Borja.

La existencia de estos materiales detríticos indicaría que los sistemas tobáceos de Débanos, Borja, Urrea de Jalón y Tierga-Mesones vienen precedidos de una incisión de la red fluvial. De esta forma, el encajamiento general de la red provocaría la captura de los acuíferos mesozoicos del margen ibérico (Lias, Dogger y Malm, San Román *et al.*, 1989 y Coloma *et al.*, 1996) que, a su vez, suministrarían las aguas de tipo bicarbonatado cálcico necesarias para la formación de las tobas, y podría tener relación con el inicio casi simultáneo, a escala de tiempo geológico, del desarrollo de conjuntos tobáceos en varios puntos de la Cordillera Ibérica.

Esta situación encajaría con la hipótesis climática planteada en el apartado anterior: primero

un clima árido que favorecería la incisión fluvial (finales de T₇-inicio de T₈) y después una situación con temperaturas más bajas y más humedad que favorecería la formación de tobas. Por otro lado, la incisión se debería relacionar con una caída del nivel de base importante, y posiblemente con la apertura de la cuenca hacia el Mediterráneo y el inicio de su vaciado erosivo. Este hecho ya ha sido señalado por Vázquez-Urbez *et al.* (2002), Salazar Rincón (2003), García-Castellanos *et al.* (2003) y Arenas *et al.* (2007b). A partir del trabajo de Salazar Rincón (2003), la caída del nivel de base y posterior incisión de la red fluvial se podría situar temporalmente en relación a la captura durante el final del Mioceno medio y comienzo del superior de las Cuencas del Duero y de Calatayud, que drenarían ambas hacia el Ebro. En el caso de la Cuenca del Duero se trataría de una captura momentánea.

Los sistemas tobáceos a los que nos venimos refiriendo se caracterizarían por:

- ser relativamente amplios en la transversal; así, en Débanos presenta un extensión transversal mínima de aproximadamente 2,7 km y en Urrea de Jalón de 1 km (medida en ambos casos según la dirección NO-SE), en Borja de aproximadamente 5 km (medidos según la dirección N-S) y de 1 km en Tierga-Mesones si se mide según la dirección SO-NE, perpendicular a un supuesto eje NO-SE.

En el caso de los depósitos de la Muela de Borja, la existencia de aportes laterales del N y del S, procedentes de materiales terciarios con carácter aluvial proximal, evidencian la existencia de un valle amplio y la presencia de zonas elevadas próximas al sur, y lo que es más importante, también al norte.

- presentar a lo largo del sistema áreas lacustres, tanto al este de la Muela de Borja como de Urrea de Jalón. En ellas las facies no son las propias de cauces remansados como en el sistema Piedra-Mesa durante el cuaternario (facies de Arenas y limos tabulares con laminación horizontal, Ath, y menos abundantes de Calizas bioclásticas de gasterópodos, Cbg), sino de carácter permanente, con predominio de la facies de Calizas bioclásticas de gasterópodos y carofitas y evidencias de profundidad en Borja en torno a 1 m, pero que pueden llegar hasta 6 m en momentos excepcionales (ver apartado 3.5.2) y en Urrea de Jalón hasta 4 m (Arenas *et al.*, 2000). La presencia de estos cuerpos de agua tuvo que estar controlada por la existencia y/o creación de unas barreras o umbrales que cerrarían el sistema al menos temporalmente pero siempre de forma parcial dado su carácter abierto.
- tener los umbrales larga duración, ya que en la Muela de Borja y en Urrea de Jalón no hay evidencias de incisión vertical durante el depósito tobáceo y, por otro lado, al este de la Muela de Borja las facies lacustres constituyen un potente depósito que supera los 30 m.

Llegado a este punto, el problema principal resulta evidente: los sistemas tobáceos presentes dentro de la Cuenca del Ebro, esto es, la Muela de Borja y Urrea de Jalón, precisan de unos umbrales que embalsen las aguas durante momentos de tiempo importantes, de manera que tenga lugar la formación de las facies lacustres y, por otro lado, que esas barreras o diques tengan la suficiente entidad para soportar avenidas importantes sin destruirse, ya que no hay evidencias de

incisiones en ninguno de los dos conjuntos.

Existen varias posibilidades para la formación de estos cierres o umbrales: si se compara con los sistemas tobáceos estudiados en los ríos Piedra y Mesa, se podría sugerir la existencia de barreras generadas por el propio sistema tobáceo, es decir, represas formadas por depósitos macrofíticos groseros sobre los que llegan a desarrollarse importantes montículos de musgos (ver modelo sedimentario, figs. 8.30 y 8.31). Esta posibilidad parece poco probable debido a la completa ausencia de facies de briofitas en la Muela de Borja y, aunque en Urrea de Jalón sí que existe esta facies, en este caso se relaciona con pequeños saltos escalonados de cómo máximo 2 m de altura, seguramente formadas en relación con saltos internos del sistema para salvar pequeños desniveles, pero que no serían suficientes para originar los importantes cuerpos lacustres que se existieron tanto en Borja como en Urrea de Jalón. Hay que argumentar, pues, otras hipótesis que permitan la formación de estas facies, así como su potencia a lo largo de las sucesiones, que evidencia la creación de espacio de forma sostenida a lo largo de la sedimentación.

En Urrea de Jalón, Arenas *et al.* (2000) describen procesos de deformación sinsedimentaria provocados por la subsidencia inducida por la disolución de los depósitos evaporíticos presentes en las unidades infrayacentes. Este fenómeno permitiría la creación, continuada en el tiempo, de áreas deprimidas donde se podrían formar las facies lacustres.

Sin embargo, utilizar una explicación similar para la Muela de Borja no parece adecuada por dos motivos principales: 1) las unidades T_6 y T_7 por debajo de la Muela de Borja presentan escasos niveles evaporíticos y 2) no hay evidencias de deformación sinsedimentaria en el conjunto tabular que constituye la muela; esto es especialmente claro en el sector oriental donde se acumulan los depósitos lacustres (fig. 14.2). Otra posibilidad es aludir a la actividad tectónica, concretamente a las irregularidades que podría llegar a generar en la cobertera terciaria el movimiento de un cabalgamiento ciego (fig. 14.3). Los hechos que llevan a plantear esta posibilidad son los siguientes:

- la desaparición brusca de los detríticos situados en la base de la unidad T_8 , debido seguramente a la migración del sistema fluvial que los generó hacia zonas más centrales



Figura 14.2: Vista general del sector meridional de la parte norte de la Muela de Borja, donde se observa la geometría tabular de los depósitos carbonatados que culminan la muela (unidad T_8).

de la Cuenca del Ebro,

- la existencia de depósitos de carácter aluvial proximal con clastos de materiales terciarios y de procedencia septentrional en la cara norte de la Muela de Borja dentro de la unidad T₈, que implicarían una zona elevada situada más al norte y relativamente próxima dentro de la propia Cuenca del Ebro,
- la continuidad de la actividad tectónica compresiva del frente de Cameros-Demanda hasta la unidad T₈ en el sector riojano (Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997; Pardo *et al.*, 2004). Este cabalgamiento se prolonga hacia el sureste mediante una estructura de rampa oblicua en la llamada “falla nor-ibérica” (Martínez-Gil *et al.*, 1988; Coloma *et al.*, 1997; Gil, 2001; Guimerà, 2004),
- aunque este accidente está fosilizado por las unidades T₆ y T₇, estas unidades presentan suaves buzamientos hacia el sur en el área de Tarazona y Borja, visible en las laderas con orientación aproximada N-S del valle del río Queiles,
- la posibilidad de que la falla nor-ibérica presente una estructura compleja (fig. 14.3). En relación a esta complejidad se asocian los paleorreliieves jurásicos que emergen en el

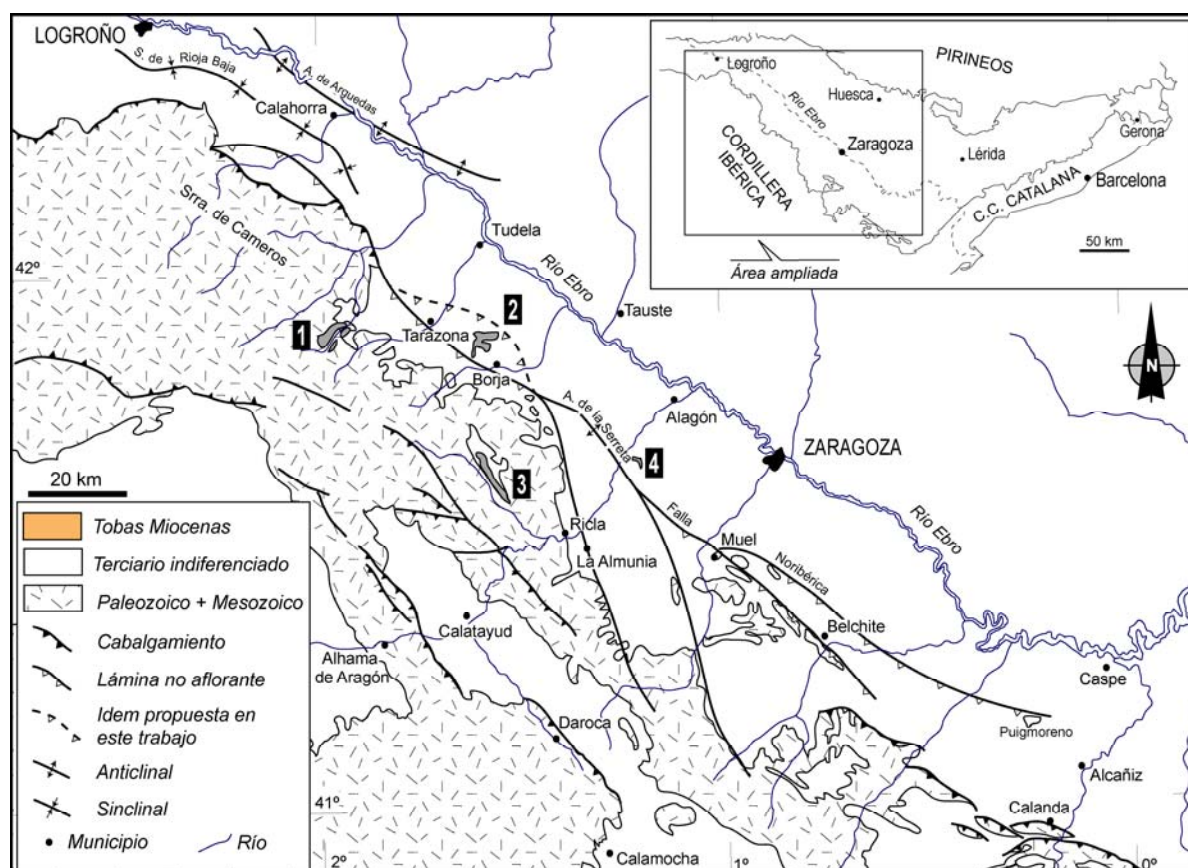


Figura 14.3: Interpretación de la estructura del borde septentrional de la Cordillera Ibérica y margen ibérico de la Cuenca del Ebro, basada en datos de Riba *et al.* (1983), Martínez-Gil *et al.* (1988), Pérez (1989), ITGE (1990), Esnaola y Leyva (1995), Coloma *et al.* (1997) y Guimerà (2004). Mapa de base: Geológico 1:1.000.000 de IGME (1994). Afloramientos de depósitos tobáceos: 1: Débanos, 2: Muela de Borja, 3: Tierra-Mesones, 4: Urrea de Jalón. La lámina al norte de Borja-Tarazona es la hipótesis propuesta en este trabajo.

Terciario de la Cuenca del Ebro, como son los paleorreliques próximos a Fuendejalón y, todavía más orientales, como los alineados N-S al este de Longares (Pérez, 1989; Casas-Sainz, com. per.), los situados entre Muel y Belchite y el afloramiento de zócalo en Puigmoreno (Riba *et al.*, 1983).

Estos hechos apoyan la idea de que el área de estudio quedase enmarcada en una depresión relativa dentro de la Cuenca del Ebro, y que su configuración se produjese en relación a un nuevo movimiento de la falla nor-ibérica (o de alguna escama de este accidente en el sector de Borja-Tarazona) durante el primera parte de la unidad T₈ (fig. 14.3). El cabalgamiento originaría una pequeña deformación de la cobertera terciaria, produciendo un relieve suave (leves buzamientos hacia el sur) que enmarcaría el sector estudiado y posibilitaría la irrupción en el mismo de los depósitos aluviales de procedencia norte. Por otro lado, este relieve actuaría como barrera a los terrígenos de procedencia riojana que durante los primeros estadios de la unidad T₈ llegarían encauzados por el gran sinclinal de la Rioja Baja hasta el sector de Borja-Tarazona. Así, la formación de este relieve, que aislaría parcialmente este sector de la cuenca del resto de la Cuenca del Ebro, provocaría dos hechos: a) un desplazamiento brusco hacia el norte de la red fluvial axial que caracterizaba el inicio de la unidad T₈ y 2) la instalación en la zona de Borja-Tarazona de unas condiciones de sedimentación particulares y restringidas a este sector.

Como punto negativo para esta hipótesis se encuentra que la mayoría de los trabajos publicados hasta el momento plantean que, para el sector considerado, la Cordillera Ibérica (Sierra del Moncayo) a lo largo Mioceno habría dejado de ser un área activa para pasar a tener un comportamiento pasivo (Villena *et al.*, 1996b; Muñoz *et al.*, 2002; Pardo *et al.*, 2004). No obstante, es una hipótesis que explicaría gran parte de los hechos observados, por lo que no debe desecharse la posibilidad de que la Cordillera Ibérica, aún en un contexto de actividad tectónica decreciente, registrara cierta actividad compresiva al final del Mioceno.

CONCLUSIONES

V: CONCLUSIONES

A continuación se exponen, de forma resumida las principales conclusiones de este trabajo, ordenadas por apartados:

Los depósitos neógenos de la Cuenca del Ebro:

Estratigrafía

La correlación de los 16 perfiles estratigráfico-sedimentológicos levantados en el sector de Borja-Tarazona ha permitido reconocer tres unidades genéticas, deducidas a partir de los cambios en la evolución vertical. El refinamiento de los datos bioestratigráficos indica que estas tres unidades son equivalentes a las UTS T₆, T₇ y T₈ establecidas en otras áreas de la Cuenca del Ebro. Comparando con las unidades definidas para este mismo sector por Pérez *et al.* (1988a) resulta que la unidad N₁ es equivalente a T₆, las unidades N₂ y N₃ son una única unidad equivalente a T₇ y la unidad N₄ sería equivalente T₈.

De la unidad T₆ solamente se reconocen los 34 m superiores. Está formada por margas y calizas y, en menor medida, areniscas. La edad aproximada de su límite superior sería Aragoniense medio (MN5) establecida a partir del yacimiento de vertebrados de Tarazona de Aragón.

La unidad T₇ presenta una potencia de 184 m. Está formada mayoritariamente por calizas y margas; en la base de la unidad y hacia la parte media presenta arenas y, en menor medida, conglomerados y lutitas. Su evolución vertical en conjunto es granodecreciente y consta de varias macrosecuencias también granodecrecientes. La unidad se extiende desde el Aragoniense medio (MN5) hasta el Vallesiense inferior (MN9), según indican los yacimientos de vertebrados de Melero 20, Melero 30, Borja, El Buste y La Ciesma.

La unidad T₈ presenta una potencia estimada de 59 m. Su evolución vertical es granodecreciente, formada por una macrosecuencia que comienza con materiales detríticos groseros en la base y carbonatos dominantes en el resto de la unidad. Localmente esta evolución puede estar compuesta por hasta tres macrosecuencias también granodecrecientes allí donde existen niveles conglomeráticos intercalados en la sucesión general carbonatada. La edad propuesta para esta unidad es Vallesiense-¿Turoliense?, basada en otras áreas en que se ha datado por yacimientos fosilíferos; pero no se debe excluir una datación más moderna, dado el carácter erosivo de su límite inferior.

Sedimentología

Se han diferenciado 18 facies sedimentarias entre detríticas, organógenas y carbonatadas, cuyas características principales aparecen en la figura 3.1; su organización vertical ha permitido establecer 8 secuencias, resumidas en la figura 3.43.

Las secuencias propuestas para las unidades T₆+T₇ representan la superposición de los ambientes aluvial distal, fluvial, deltaico y lacustre con desarrollo más o menos acusado de ambientes palustres caracterizados por la presencia de bioturbación y de rasgos pedogenéticos. En cambio, las secuencias de la unidad T₈ muestran un amplio desarrollo de ambientes carbonatados fluviales, fluvio-lacustres y lacustres que evolucionan desde o hacia condiciones palustres, reconocibles por la presencia de vegetación, ya sea como facies fitohermales ± fitoclásticas o como

bioturbación. Localmente se reconocen también facies y secuencias propias de los sectores proximales de abanicos aluviales. Las facies características del medio fluvial siliciclástico sólo se encuentran en la base de la unidad.

El paso de las unidades T₆-T₇ a la T₈ supone un cambio drástico en el modelo sedimentario, no tanto por los ambientes involucrados, sino por las facies y secuencias que se generan en los respectivos sistemas y su abundancia relativa (figs. 3.42 y 3.43).

Así, para el conjunto T₆+T₇ se propone un sistema lacustre somero con orlas palustres al que llegarían desde el suroeste y oeste importantes aportes terrígenos depositados en canales de reducidas dimensiones y láminas arenosas generadas por flujos desconfiados, intercalados entre los depósitos lutíticos de la llanura aluvial distal. Existe además un sistema fluvial de procedencia norte y noroeste con canales someros y poco sinuosos que transportarían gravas y arenas. Su desembocadura en las áreas lacustres se caracterizaría por la formación de pequeños deltas arenosos (fig. 3.40).

Como contraste, el depósito de la unidad T₈ se produjo en un sistema lacustre somero bordeado en sus márgenes sur y oeste por una red de canales oncolíticos y zonas palustres asociadas con abundante vegetación. Este sistema fluvio-lacustre-palustre carbonatado (fig. 3.41) presentaba gran movilidad tanto en lo que se refiere al desplazamiento lateral de la red de canales como a la capacidad de expansión y retracción de las áreas lacustres. Aunque esporádicos, los eventos aluviales de procedencia norte y sur que suponen la invasión del sistema sedimentario, tienen gran relevancia para la interpretación paleogeográfica ya que sugieren que esta unidad se formó en una depresión relativa dentro del Terciario de la Cuenca del Ebro.

Geoquímica

La excelente correlación mostrada por el contenido promedio de los elementos traza en las unidades T₇ y T₈ sugiere que las aguas que dieron lugar a los carbonatos de ambas unidades presentarían un quimismo similar y que serían las condiciones ambientales (más alta relación evaporación/precipitación) las que provocarían la mayor concentración de las aguas en la unidad T₇.

Igualmente, los datos isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) muestran que las facies carbonatadas de T₆+T₇ se producirían en un sistema lacustre y palustre donde el agua evolucionaría concentrándose en los isótopos más pesados debido a procesos de evaporación y de intercambio atmosférico, pero con tiempos de residencia no muy altos. En la unidad T₈, los datos isotópicos apuntan a un contexto de sedimentación hidrológicamente abierto.

La disminución de $\delta^{13}\text{C}$ y el aumento de $\delta^{18}\text{O}$ a lo largo de las tres unidades, tanto para el conjunto de los datos como para las facies comunes a las tres unidades, sería resultado de una evolución climática hacia mayor humedad y descenso de la temperatura.

Los sistemas tobáceos cuaternarios de la Cordillera Ibérica:

Estratigrafía

La desconexión física entre los edificios tobáceos presentes dentro de las cuencas de los ríos Piedra y Mesa ha imposibilitado la correlación de los perfiles levantados en cada uno de los ríos

(9 en el Piedra y 6 en el Mesa).

Las dataciones absolutas (U/Th, ^{14}C , Luminiscencia y Racemización de aminoácidos) han permitido establecer que la mayor parte de los depósitos tobáceos de los ríos Piedra y Mesa se formaron en relación a los estadios isotópicos 5 y 7, aunque también hay registro en los estadios isotópicos 6 y 1.

Al asignar edades absolutas a los diferentes afloramientos cartografiados en la cuenca del río Piedra en función de su situación topográfica surgen contradicciones con el criterio de ordenación temporal por niveles equivalentes a terrazas. Debido a ello, no parece apropiada la ordenación cronoestratigráfica de los niveles tobáceos según su altitud.

Sedimentología

En las cuencas de los ríos Piedra y Mesa se han diferenciado 17 facies sedimentarias entre detríticas, organógenas y carbonatadas cuyas características principales aparecen en la figura 8.1; su organización vertical ha permitido establecer 6 secuencias. En ellas dominan los ambientes fluviales que varían desde fluviales puros, con desarrollo de barreras y cascadas a represamientos con rasgos fluvioacustres, y, por otro lado, los ambientes palustres desarrollados en áreas adyacentes al curso fluvial (fig. 11.2).

El modelo de sedimentación propuesto para los depósitos de los ríos Piedra y Mesa muestra un sistema fluvial con desarrollo fundamentalmente longitudinal y escasa extensión lateral, limitada por la capacidad de migración del río, que a su vez está condicionada por los relieves que bordean el sistema. El desarrollo de barreras dentro del cauce fluvial sería muy común, llegando a constituir un cauce escalonado en donde se diferenciarían varios subambientes: sistemas de barrera-cascada, zonas represadas aguas arriba del salto y tramos de cauce con poca pendiente que enlazarían un sistema de barrera-cascada con el siguiente (figs. 8.30 y 8.31). Las zonas represadas podrían constituir áreas lacustres y palustres de variadas dimensiones.

Un importante desarrollo vertical de las barreras podría provocar que el techo de las mismas superase la cota topográfica de aquellos collados situados aguas arriba; collados que separarían el valle principal de barrancos secundarios próximos. En esta situación, el agua comenzaría a fluir por esos collados hacia los barrancos laterales, abandonando el cauce primitivo que, aguas abajo del “derrame”, quedaría seco o con flujo de agua reducido. Posteriormente, un nuevo encajamiento del sistema fluvial llevaría a la destrucción parcial de las barreras y, como consecuencia, las aguas volverían a fluir por el valle principal (ver evolución en fig. 8.32).

Geoquímica

Los valores isotópicos de las tobas de los ríos Piedra y Mesa aparecen altamente agrupados y presentan escasa correlación entre $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, situación que concuerda con sistemas hidrológicamente abiertos con continua renovación de las aguas. Los relativamente elevados coeficientes de correlación de las muestras recogidas en los barrancos laterales al río Piedra ($r=0,79$) indican que la formación de estos depósitos se produjo a partir de agua represadas con mayor tiempo de residencia que en el resto del río, seguramente a partir de los “derrames” producidos por el río Piedra hacia los barrancos laterales en momentos de máximo escalonamiento del río, y por tanto, de formación de

represamientos.

El estudio en detalle de la laminación estromatolítica ha permitido confirmar que cada pareja de láminas clara+oscura representa un ciclo anual como la suma de un periodo fresco (láminas oscuras, promedio $\delta^{18}\text{O} = -8,4$) y otro cálido (láminas claras, promedio $\delta^{18}\text{O} = -7,1$). Atribuyendo la diferencia exclusivamente a las variaciones estacionales de la temperatura del agua, la variación de temperatura media del agua entre estación cálida y fresca sería de aproximadamente $5,5^\circ\text{C}$, como promedio de los 3 ciclos analizados. Tal diferencia es ligeramente superior ($6,6^\circ\text{C}$) en el río Piedra actualmente (Vázquez *et al.*, 2005).

Análisis comparativo de los sistemas tobáceos de la UTS T₈ y del Cuaternario:

La unidad T₈ se formó en un sistema fluvio-lacustre amplio con un sistema de canales con gran movilidad lateral y pendiente suave y uniforme hacia el cuerpo lacustre situado al este. La facies más significativa sería la de Calizas oncolíticas, acompañada por las fitoclásticas. A partir de una posible incisión basal de un sistema fluvial de procedencia occidental con depósitos detríticos, se produce la sedimentación tobácea en aparente continuidad hasta el techo de la unidad, y aunque incluye aportes laterales de carácter aluvial esporádicos y catastróficos, éstos no producen incisión significativa.

Por el contrario, los depósitos tobáceos de los ríos Piedra y Mesa se formaron dentro de un sistema fluvial de perfil longitudinal escalonado, con saltos y represamientos y gran variedad de ambientes, pero cuya amplitud lateral sería restringida. Como facies exclusivas de este sistema están las Calizas de briofitas y las Calizas estromatolíticas; las oncolíticas son escasas. Notables episodios de incisión separan etapas de agradación que se inician con depósitos detríticos y continúan con paquetes potentes de tobas. Los aportes laterales, producidos durante las etapas de incisión, son muy poco relevantes y se reducen a deslizamientos y desplomes de laderas.

El desplazamiento de las muestras de T₈ hacia valores más bajos de $\delta^{13}\text{C}$ y más altos de $\delta^{18}\text{O}$ respecto a los depósitos de los ríos Piedra y Mesa, tanto al considerar el conjunto de los valores como sólo las facies comunes a ambos sistemas, sugiere, en primer lugar, una participación mayor del CO₂ procedente de la materia orgánica en T₈. Y en segundo lugar, evidenciaría unas condiciones más frescas para la unidad T₈ que para los ríos Piedra y Mesa durante el Cuaternario.

Hipótesis sobre la evolución del final del relleno de la Cuenca del Ebro:

Los datos sedimentológicos y geoquímicos de este estudio sugieren que la evolución climática durante el Mioceno medio-superior en el sector de Borja-Tarazona sería hacia un clima más frío y húmedo, pero con una etapa más árida alrededor del límite T₇-T₈, en relación a la cual se produce una abundante acumulación de detríticos y un aumento en los valores de $\delta^{13}\text{C}$.

La existencia de otros depósitos tobáceos con características similares a los de la unidad T₈ en la Cuenca del Ebro (Urrea de Jalón) y en el margen ibérico de la cuenca (Débanos y Tierga-Mesones) de probable edad Mioceno superior, permite plantear la hipótesis de que los cuatro

sistemas se formasen en momentos próximos o simultáneos en las distintas cuencas fluviales que drenaban los acuíferos carbonatados de la Cordillera Ibérica y que desagaban hacia la Cuenca del Ebro. Esta situación implicaría una incisión generalizada de la red fluvial en el área, consecuente con la apertura de la Cuenca del Ebro hacia el Mediterráneo. El depósito de la unidad T₈ tendría lugar en un sistema abierto, tal como evidencia su geoquímica isotópica.

No obstante su carácter abierto, el amplio sistema fluvio-lacustre carbonatado en que se originó la unidad T₈ se desarrolló en una depresión relativa, limitada al sur y al norte por relieves próximos que suministraban, durante instantes concretos del desarrollo de la unidad, aportes de carácter aluvial proximal procedentes de unidades terciarias. Zonas elevadas al norte y, seguramente también al este, actuarían como umbral que aislaría el área de la Muela de Borja del sistema fluvial axial de la Cuenca del Ebro, ya exorreica, y cerraría parcialmente el sistema fluvial procedente de los acuíferos ibéricos, permitiendo la formación de las facies lacustres presentes en la Muela de Borja.

La hipótesis más probable para la generación de dicho umbral sería una suave deformación de la cobertera terciaria consecuente al movimiento de un cabalgamiento ciego al norte del área estudiada, posiblemente relacionado con el accidente complejo denominado falla nor-ibérica (fig. 14.3). Por tanto, un momento de actividad tectónica compresiva se manifestaría, al menos localmente en este sector del margen ibérico, al inicio de la T₈.

BIBLIOGRAFÍA

VI: BIBLIOGRAFÍA

- Agustí, J., Arenas, C., Cabrera, L. y Pardo, G. 1994a. Characterisation of the Latest Aragonian-Early Vallesian (Late Miocene) in the central Ebro Basin (NE Spain). *Scripta Geologica*, 106: 1-10.
- Agustí, J., Barberà, X., Cabrera, L., Parés, J.M. y Llenas, M. 1994b. Magnetobiostratigraphy of the Oligocene-Miocene transition in the Ebro basin (Eastern Spain): state of the art. *Münchner Geowiss. Abh. (A)*, 26: 161-172.
- Agustí, J., Cabrera, L., Garcés, M., Krijgsman, W., Oms, O. y Parés, J.M. 2001. A calibrated mammal scale for the Neogene of Western Europe. State of the art. *Earth-Science Reviews*, 52: 247-260.
- Alastrué, E., Almela, A. y Ríos, J.M. 1957. Explicación al mapa geológico de la provincia de Huesca. E. 1:200000. *Instituto Geológico y Minero de España*. 254 pp.
- Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., Álvarez Sierra, M.A., Azanza, B., Calvo, J.P., Cañaveras, J.C., van Dam, J.A., Garcés, M., Krijgsman, W., van der Meulen, A.J., Morales, J., Peláez-Campomanes, P., Pérez González, A., Sánchez Moral, S., Sancho, R. y Sanz Rubio, E. 2000. El registro sedimentario y faunístico de las Cuencas de Calatayud-Daroca y Teruel. Evolución paleoambiental y paleoclimática durante el Neógeno. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13(2): 323-343.
- Allen, J.R.L. 1981. Sediments and processes on a small stream-flow dominated, Devonian alluvial fan, Shetland Islands. *Sedimentary Geology*, 29: 31-66.
- Almela, A. 1962. Tectónica yesífera de la Cuenca del Ebro. I Coloquio Internacional de las Obras Públicas en los terrenos yesíferos. *Servicio Geológico Obras Públicas*, 6: 5-11.
- Alonso-Gavilán, G., Armenteros, I., Dabrio, C.I. y Mediavilla, R.M. 1987. Depósitos lacustres Terciarios de la Cuenca del Duero. El Neógeno del sector suroriental. *Studia Geologica Salmanticensis*, 24 (suplemento 1): 19-31.
- Alonso-Zarza, A.M. 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 60: 261-298
- Anadón, P. 1992. Lagos. En: Arche, A. (Ed.), *Sedimentología*. Colección Nuevas Tendencias, 1, Consejo Superior de Investigaciones Científicas: 219-271.
- Anadón, P. y Zamarreño, I. 1981. Paleogene Nonmarine Algal Deposits of the Ebro Basin, Northeastern Spain. En: Monty, C. (Ed.), *Phanerozoic Stromatolites*. Springer-Verlag, Berlin: 140-154.
- Anderson, T.F. y Arthur, M.A. 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentological and palaeoenvironmental problems. En: Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J. y Land, L.S. (Eds.), *Stable Isotopes in Sedimentary Geochemistry*. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Short course, 10: 1-51.
- Andreo, B., Martín-Martín, M. y Martín-Algarra, A. 1999. Hydrochemistry of spring water associated with travertines. Example of the Sierra de la Alfaguara (Granada, southern Spain). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences (Paris). Sciences de la terre et des planètes / Earth and Planetary Science*, 328: 745-750.
- Andrews, J.E. 2006. Palaeoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: Synthesis and review. *Earth Science Reviews*, 75: 85-104
- Andrews, J.E. y Brasier, A.T. 2005. Seasonal records of climate change in annually laminated tufas: short review and future prospects. *Journal of Quaternary Science*, 20: 411-421.
- Andrews, J.E., Pedley, H.M. y Dennis P.F. 2000. Palaeoenvironmental records in Holocene Spanish tufas: a stable isotope approach in search of reliable climatic archives. *Sedimentology*, 47: 961-978.
- Andrews, J.E., Pedley, H.M. y Dennis, P.F. 1994. Stable isotope record of paleoclimate change in a British Holocene tufa. *The Holocene*, 4: 349-355.
- Andrews, J.E., Riding, R. y Dennis, P.F. 1993. Stable isotopic compositions of recent freshwater cyanobacterial carbonates from the British Isles: local and regional environmental controls. *Sedimentology*, 40: 303-314.

- Andrews, J.E., Riding, R. y Dennis, P.F. 1997. The stable isotope record of environmental and climatic signals in modern terrestrial microbial carbonates from Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129: 171-189.
- Angulo, A. 2000. *Análisis sedimentario de procesos tectónicos y climáticos en la zona de enlace de las Cuencas Terciarias del Ebro y del Duero (sector noroccidental de La Rioja y comarca de La Bureba)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza. 167 pp. (Inédito).
- Arasa, A. y Colombo, F. 1996. Las facies palustres y fluviales del Paleógeno de Rossell (Baix Maestrat, Castellón). *Geogaceta*, 20 (2): 274-276.
- Arbey, F. 1980. Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 4: 308-365.
- Arbo, M.M., López, M.G., Schinini, A. y Pieszko, G. 2002. *Las plantas palustres del Macrosistema Iberá*. XIII Reunión de Comunicaciones Científicas y Técnicas. Facultad de Ciencias Agrarias, UNNE, Argentina. 4pp
- Arenas, C. 1993. *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 858 pp. (Inédito).
- Arenas, C. Millán, H., Pardo, G. y Pocoví, A. 2001. Ebro Basin continental sedimentation associated with late compressional Pyrenean tectonics (north-eastern Iberia): controls on basin margin fans and fluvial systems. *Basin research*, 13: 65-89.
- Arenas, C. y Pardo, G. 1999. Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151: 127-148.
- Arenas, C., Alonso Zarza, A.M. y Pardo, G. 1999. Dedolomitization and other early diagenetic processes in Miocene lacustrine deposits, Ebro Basin (Spain). *Sedimentary Geology*, 125: 23-45.
- Arenas, C., Auqué, L.F., Elías, M^a J., Longares, L.A., Osácar, M.C., Pardo, G., Peña, J.L., Sancho, C. y Vázquez-Urbez, M. 2004a. Depósitos Tobáceos actuales y fósiles del río Piedra (provincia de Zaragoza). En: Colombo, F., Liesa, C.L., Meléndez, G., Pocoví, A., Sancho, C. y Soria, A.R. (Eds.), *Geo-Guías 1. Itinerarios Geológicos por Aragón*. Sociedad Geológica de España: 11-32.
- Arenas, C., Cabrera, L. y Ramos, E. 2003. Fluvial-lacustrine microbialites from the Cala Blanca Formation (Oligocene, Mallorca, Western Mediterranean). En: Valero-Garcés, B. (Ed.), *Limnogeology in Spain: A tribute to Kerry R. Kelts*. Col. Biblioteca de Ciencias, vol. 14. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid: 119-150.
- Arenas, C., Cabrera, L. y Ramos, E. 2007a. Sedimentology of tufa facies and continental microbialites from the Palaeogene of Mallorca Island (Spain). *Sedimentary Geology*, 197: 1-27.
- Arenas, C., Casanova, J. y Pardo, G. 1991. Bacterial stromatolites in lacustrine Miocene deposits of the Ebro Basin (Aragón, Spain). *Abstract 5th International Symposium on Fossil Algae*, Capri (Italy): 1-2.
- Arenas, C., Casanova, J. y Pardo, G. 1997a. Stable-isotope characterization of the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain): palaeographic and palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 128: 133-155.
- Arenas, C., Fernández-Nieto, C., González-López, J.M. y Pardo, G. 1993a. Evolución mineralógica de los materiales miocenos de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro): Implicaciones en la evolución paleogeográfica. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 16: 51-64.
- Arenas, C., González, J.M. y Pardo, G. 1997b. Caracterización isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de los depósitos lacustres carbonatados de los Montes de Castejón (provincia de Zaragoza, Cuenca del Ebro). En: Calvo, J.P. y Morales, J. (Eds.), *Avances en el conocimiento del Terciario ibérico*. III Congreso del Grupo Español del Terciario, Cuenca: 25-27.
- Arenas, C., Gutiérrez, F., Osácar, C. y Sancho, C. 2000. Sedimentology and geochemistry of fluvio-lacustrine tufa deposits controlled by evaporite solution subsidence in the central Ebro Depresión, NE Spain. *Sedimentology*, 47: 883-909.

- Arenas, C., Pardo, G y Casanova, J. 1993b. Bacterial stromatolite in lacustrine Miocene deposits of the Ebro Basin (Aragón, Spain). *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, Special Vol, 1: 9-22.
- Arenas, C., Pardo, G., González, A. y Villena, J. 1989. El sistema aluvial de Cobatillas (Teruel): análisis de facies y evolución del estilo fluvial. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2 (1-2): 41-54.
- Arenas, C., Pardo, G., Pérez-Rivarés, F.J. y Vázquez-Urbez, M. 2007b. From saline to freshwater lacustrine and fluvio-lacustrine carbonate systems: Neogene evolution of the central Ebro Basin. En: Arenas, C. Alonso-Zarza, A.M. y Colombo, F. (Eds.), *Geo-Guias 3. Geological field trip to the lacustrine deposits of the northeast of Spain*. Sociedad Geológica de España: 51-110.
- Arenas, C., Sancho, C., Osácar, M.C., Vázquez, M. y Auqué, L.F. 2004b. La sedimentación tobácea actual en el Parque del Monasterio de Piedra (provincia de Zaragoza). *Geotemas*, 6 (2): 27-30.
- Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo, G. y Sancho, C. (en prensa). Fluvial and associated carbonate deposits. En: Alonso-Zarza, A.M. y Tanner, L.H. (Eds.), *Continental carbonates, Developments in Sedimentology*, vol. x, pp.
- Armenteros, I. 1986. *Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero*. Tesis Doctoral. Ed. Diputación de Salamanca, Serie Castilla y León, nº 1. 471 pp.
- Armenteros, I. y Daley, B. 1998. Pedogenic modification and structure evolution in palustrine facies as exemplified by the Bembridge Limestones (Late Eocene) of the Isle of Wight, southern England. *Sedimentary Geology*, 119: 275-295.
- Armenteros, I., Daley, B. y García, E. 1997. Lacustrine and palustrine facies in the Bembridge Limestone (late Eocene, Hampshire Basin) of the Isle of Wight, southern England. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 128: 111-132.
- Arp, G., Wedemeyer, N. y Reitner, J. 2001. Fluvial tufa formation in a hard-water creek (Deinschwanger Bach, Franconian Alb, Germany). *Facies*, 44: 1-22.
- Arp, G. 2006. Sediments of the Ries Crater Lake (Miocene, Southern Germany). *Field Trip F2. 21th Meeting of Sedimentologists / 4th Meeting of SEPM Central European Section*, Göttingen, Alemania: 213-236.
- Arribas, M.E. 1982. Petrología y sedimentología de las facies carbonáticas del Paleógeno de la Alcarria (sector NW). *Estudios Geológicos*, 38: 27-41.
- Arribas, M.E. 1986a. Estudio litoestratigráfico de una unidad de edad Paleógena. Sector N de la cuenca terciaria del Tajo (provincia de Guadalajara). *Estudios Geológicos*, 42: 103-116.
- Arribas, M.E. 1986b. Petrología y análisis secuencial de los carbonatos lacustres del Paleógeno del Sector N de la Cuenca del Tajo (provincia de Guadalajara). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 10: 295-334.
- Arribas, M.E. y Bustillo, M.A. 1985. Modelos de silicificación en los carbonatos lacustre-palustres del Paleógeno del borde NE de la Cuenca del Tajo. *Boletín de Geología y Minería*, 96: 325-343.
- Astibia, H. 1985. *Los macromamíferos del Mioceno medio de Tarazona de Aragón (Depresión del Ebro, provincia de Zaragoza)*. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco. 265 pp.
- Astibia, H. 1987. Los macromamíferos del Mioceno medio de Tarazona de Aragón (Depresión del Ebro, provincia de Zaragoza). *Paleontología i Evolució*, 21: 11-42.
- Astibia, H. y Morales, J. 1987. *Triceromeryx turiasonensis* nov. sp. (Palaeomerycidae, Artiodactyla, Mammalia) del Mioceno medio de la Cuenca del Ebro (España). *Paleontología i Evolució*, 21: 75-115.
- Astibia, H., Mazo, A. y Santafé, J. 1987. Los mamíferos del Mioceno medio de las yeseras de Monteagudo, Depresión del Ebro. *Memorias IV Congreso Latinoamericano de Paleontología*, Santa Cruz de la Sierra, Bolibia: 415-441.
- Astibia, H., Mazo, A., Morales, J., Sese, C., Soria, D. y Valdés, G. 1984. Mamíferos del Mioceno medio de Tarazona de Aragón (Zaragoza). *Actas I Congreso Español de Geología*, 1: 383-390.
- Astibia, H., Morales, J. y Moyà-Solà, S. 1998. *Tauromeryx*, a new genus of Palaemerycidae (artiodactyla, Mammalia) from the Miocene of Tarazona de Aragón (Ebro Basin, Aragón, Spain). *Bulletin de la*

- Société Géologique de France*, 169 (4): 471-477.
- Astibia, H., Morales, J. y Sese, C. 1981. Tarazona de Aragón: nueva fauna miocena de vertebrados. *Turiaso*, 2: 197-207.
- Azanza, B. 1986. Estudio geológico y paleontológico del Mioceno del sector oeste de la Comarca de Borja. *Cuadernos de Estudios Borjanos*, XVII-XVIII: 63-126.
- Azanza, B., Canudo, I. y Cuenca, G. 1988. Nuevos datos bioestratigráficos del Terciario continental de la Cuenca del Ebro (sector centro-occidental). *Resumen Comunicaciones del II Congreso Geológico de España*, 1, Granada: 261-264.
- Babault, J., Loget, N., Van Den Driessche, J., Castelltort, S., Bonnet, S. y Day, P. 2006. Did the Ebro Basin connect to the Mediterranean before the Messinian salinity crisis? *Geomorphology*, 81: 155-165.
- Badiola, A., Astibia, H., Morales, J., Soria, D., Murelaga, X., y Pereda-Suberbiola, X. 2001. Bovidae (Artiodactyla, Mammalia) del Mioceno medio de Tarazona de Aragón (Depresión del Ebro, provincia de Zaragoza). *Estudios Geológicos*, 57: 71-88.
- Barberà, X., Cabrera, L., Marzo, M., Parés, J.M. y Agustí, J. 2001. A complete terrestrial Oligocene magnetobiostratigraphy from the Ebro Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 187: 1-16.
- Barberà, X., Parés, J.M., Cabrera, L. y Anadón, P. 1994. High resolution magnetic stratigraphy across the Oligocene-Miocene boundary in an alluvial-lacustrine succession (Ebro basin, northern Spain). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 85: 181-193.
- Bergamaschi, S., Pereira, E., Rodrigues, M.A., Moreno, C., Meléndez, A. y González, F. 2005. Interacción entre depósitos aluviales y costeros en la Formación Furnas. Devónico de la Cuenca del Paraná, Brasil. *Geogaceta*, 38: 99-102.
- Beroiz, P. y Solé, J. 1977. Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja nº 282 (Tudela). Escala 1:50000, 2ª Serie. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. IGME. Madrid. 18 pp.
- Birnbaum, S.J. 1976. *Non-marine evaporite and carbonate deposition, Ebro Basin, Spain*. Ph. D. Phil. Univ. Cambridge. 146 pp. (Inédito).
- Birnbaum, S.J. y Wireman, J.W. 1984. Bacterial sulfate reduction and pH: implications for early diagenesis. *Chemical Geology*, 43:143-151.
- Blair, T.C. 1999a. Sedimentology of the debris-flow-dominated Warm Spring Canyon alluvial fan, Death Valley, California. *Sedimentology*, 46: 941-965.
- Blair, T.C. 1999b. Cause of dominance by sheetflood vs. Debris-flow processes on two adjoining alluvial fans, Death Valley, California. *Sedimentology*, 46: 1015-1028.
- Böhme, M. 2003. The Miocene Climatic Optimum: evidence from ectothermic vertebrates of Central Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 195: 389-401.
- Bosellini, F.R. y Perrin, C. 2008. Estimating Mediterranean Oligocene-Miocene sea-surface temperatures: an approach based on coral taxonomic richness. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 258: 71-88.
- Botella, F. 1879. En: Crusafont, M., Truyols, J. y Riba, O. 1966.
- Bottinga, Y. 1968. Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen isotopic exchange in the system calcite-carbon dioxide-water. *Journal of Physical Chemistry*, 72 (3): 800-808.
- Bridge, J.S. 1993. The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. En: Best, J.L. y Bristow, C.S. (Eds.), *Braided Rivers*. Geological Society, Special Publication, 75, London: 13-71
- Bristow, C.S. y Best, J.L. 1993. Braided rivers: perspectives and problems. En: Best, J.L. y Bristow, C.S. (Eds.), *Braided Rivers*. Geological Society, Special Publication, 75, London: 1-11.
- Bristow, C.S., Skelly, R.L. y Ethridge, F.G. 1999. Crevasse splays from the rapidly aggrading, sand-bed, braided Niobrara River, Nebraska: effect of base-level rise. *Sedimentology*, 46: 1029-1047.
- Buchardt, B. y P. Fritz, 1980. Environmental isotopes as environmental and climatological indicators. En: Fritz,

- P. y Fontes, J.C. (Eds.), *Handbook of environmental isotope geochemistry, Vol 1A: The terrestrial environment*. Elsevier, Amsterdam: 473-504.
- Bustillo, M.A. 1980. Petrología y medios sedimentarios de la caliza del páramo (provincia de Madrid). *Boletín Geológico y Minero*, XCI-III: 63-74.
- Bustillo, M.A. 1984. Sedimentación lacustre-palustre, formación de ópalos y otras silicificaciones en el Mioceno medio al Sur de Villaluenga (Toledo). *Estudios Geológicos*, 36: 349-360.
- Buurman, P. 1975. Possibilities of paleopedology. *Sedimentology*, 22: 289-298.
- Cabrera, L. 1983. *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligoceno-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 443 pp. (Inédito).
- Calvo, J.P., Daams, R., Morales, J., López-Martínez, N., Agustí, J., Anadón, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J., Corrochano, A., Díaz-Molina, M., Elizaga, E., Hoyos, M., Marín-Suárez, E., Martínez, J., Moissenet, E., Muñoz, A., Pérez-García, A., Pérez-González, A., Portero, J.M., Robles, F., Santisteban, C., Torres, T., Van der Meulen, A.J., Vera, J.A. y Mein, P. 1993. Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6 (3-4): 29-40.
- Calvo, J.P., Hoyos, M. y García del Cura, M.A. 1985. "Mud-mounds" en sedimentos lacustres someros del Mioceno medio de la Cuenca de Madrid. *Estudios Geológicos*, 41: 359-367.
- Calvo, J.P., Jones, B.F., Bustillo, M., Fort, R., Alonso Zarza, A.M. y Kendall, C. 1995. Sedimentology and geochemistry of carbonates from lacustrine sequences in the Madrid Basin, central Spain. *Chemical Geology*, 123: 173-191.
- Carthew, K.D., Taylor, M.P. y Drysdale, R.N. 2003. Are current models of tufa sedimentary environments applicable to tropical systems? A case study from the Gregory River. *Sedimentary Geology*, 162: 199-218.
- Casanova, J. 1985. Les oncolites du rift est-africain: morphométrie et paléoenvironnements. *Actes 110^e Congrès national des Sociétés savantes*, 6: 345-357.
- Casanova, J. 1987. Limnologie des stromatolites en milieu continental (transition eaux douces-eaux salées). *Documents du Centre d'Etudes et de Recherches sur les Lacs, Anciens Lacs et Tourbières du Massif Central*, 1: 145-165.
- Casanova, J. y Nury, D. 1989. Biosédimentologie des stromatolites fluvio-lacustres du fossé oligocène de Marseille. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8: 1173-1184.
- Castiella, J. 1977. Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja nº 320 (Tarazona). Escala 1:50000, 2ª Serie. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. IGME. Madrid. 23 pp.
- Castiella, J., Solé, J. y Del Valle, J. 1978. Memoria explicativa del Mapa Geológico de Navarra. Diputación Foral de Navarra, División Obras Públicas, Servicio Geológico (no publicada).
- Chafetz, H.S. y Folk, R.L. 1984. Travertines: Depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 289-316.
- Chafetz, H.S. y Guidri, S.A. 1999. Bacterial shrubs, crystal shrubs, and ray-crystal shrubs: bacterial vs. abiotic precipitation. *Sedimentary Geology*, 126: 57-74.
- Chafetz, H.S., Utech, N.M. y Fitzmaurice, S.P. 1991. Differences in the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ signatures of seasonal laminae comprising travertine stromatolites. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61: 1015-1028.
- Clemmenson, L.B. 1978. Lacustrine facies and stromatolites from the Middle Triassic of East Greenland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 1111-1128.
- Colmenero, J.R., Bahamonde, J.R. y Barba, P. 1996. Las facies aluviales asociadas a los depósitos de carbón en las cuencas estefanienses de León (borde sur de la Cordillera Cantábrica). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 21: 71-92.
- Coloma, P., Martínez-Gil, F.J. y Sánchez-Navarro, J.A. 1996. La Laguna de Añavieja. Funcionamiento y génesis. *Geogaceta*, 20: 1258-1260.
- Coloma, P., Sánchez, J.A., Martínez-Gil, F.J. y Pérez, A. 1997. El drenaje subterráneo de la Cordillera Ibérica

- en la Depresión Terciaria del Ebro. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10 (3-4): 205-218.
- Colombo, F. 1992. Abanicos aluviales. En: Arche, A. (Ed.), *Sedimentología*, Colección Nuevas Tendencias, 1, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid: 143-218.
- Cortázar, D. 1885. Bosquejo físico, geológico y minero de la provincia de Teruel. *Boletín de la comisión del Mapa Geológico de España*. T. XII: 262-607, 1 mapa 1:400000.
- Craig, H. 1965. The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. En: Tongiorgi, E. (Ed.), *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa: 161-182.
- Crusafont, M. y Truyols, J. 1961. Identification de l'Aquitaniense continental dans le basin de l'Ebre. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences (Paris)*, 252: 919-920.
- Crusafont, M., Truyols, J. y Riba, O. 1966. Contribución al estudio de la estratigrafía del Terciario continental de Navarra y Rioja. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 90: 53-76.
- Cuenca, G., Canudo, J.I., Laplana, C. y Andrés, J.A. 1992a. Bio y cronoestratigrafía con mamíferos en la Cuenca Terciaria del Ebro: ensayo de síntesis. *Acta Geológica Hispánica*, 27 (1-2): 127-143. Libro homenaje a Oriol Riba.
- Cuenca, G., Canudo, J.I., Laplana, C. y Andrés, J.A. 1992b. Los mamíferos del Aragoniense (Mioceno medio) de la Cuenca del Ebro (España). *Simposios del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, Salamanca, 2: 77-87.
- Dandurand, J.L., Gout, R., Hoefs, J., Menschel, G., Schott, J. y Usdowski, E. 1982. Kinetically controlled variations of major components and carbon and oxygen isotopes in a calcite-precipitating spring. *Chemical Geology*, 36: 299-315.
- Dávila, F.M. 2005. Revisión estratigráfica y paleoambientes del Grupo Angulos (Neógeno), Sierra de Famatina, La Rioja: su significado en el relleno del antepaís fragmentado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (1): 32-48.
- De la Rosa, M.C., Andueza, F., Sánchez, M.C., Rodríguez, M.C. y Mosso, M.A. 2004. Microbiología de las aguas mineromedicinales de los Balnearios de Jaraba. *Anales de la Real Academia Nacional de Farmacia*, 70: 521-542.
- DeCelles, P.G., Gray, M.B., Ridgway, K.D., Cole, R.B., Pivnik, D.A., Pequera, N. y Srivastava, P. 1991. Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology*, 38 (4): 567-590.
- Delannoy, J.J., Guendon, J.L., Quinif, Y. y Roiron, P. 1993. Formaciones travertínicas del piedemonte mediterráneo de la Sierra de Ronda (Málaga). *Cuadernos de Geografía*, 54, 189-222.
- Dereims, A. 1898. *Recherches géologiques dans le sud de L'Aragón*. Thèse doc. Sciences Paris, 198 pp, 46 figs, 2 pls.
- Deynoux, M., Çiner, A., Monod, O., Karabiyikoglu, M., Manatschal, G. y Tuzcu, S. 2005. Facies architecture and depositional evolution of alluvial fan to fan-delta complexes in the tectonically active Miocene Köprüçay Basin, Isparta Angle, Turkey. *Sedimentary Geology*, 173: 315-343.
- Díaz del Olmo, F., Baena Escudero, R., Ruiz Zapata, B. y Alvarez, G. 1992. La séquence tardiglacièrre et holocène du Travertin de Priego de Córdoba (Cordillère Bétique, Espagne). En: Salomon, J.N. y Maire, R. (Eds.), *Karst et Evolution Climatique: Hommage à Jean Nicod*, Press Université Bordeaux: 176-190.
- Díaz-Molina, M., Bustillo, M.A., Capote, R. y López-Martínez, N. 1985. Wet fluvial fans of the Loranca Basin (Central Spain), channel models and distal bioturbated gypsum with chert. *Excursion guidebook, 6th european Meeting I.A.S.* Instituto Estudios Ilerdenses, Lérida, Spain: 149-185.
- Diessel, C.F.K. 1992. *Coal-bearing depositional systems*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 721 pp.
- Ding, Z.L. y Yang, S.L. 2000. C₃/C₄ vegetation evolution over the last 7.0 Myr in the Chinese Loess Plateau: evidencie from pedogenetic carbonate δ¹³C. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 160: 291-299.

- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: Ham, W.E. (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*, Memoirs - American Association of Petroleum Geologists, 1, Tulsa: 108-121.
- Durán, J.J. 1989. Geocronología de los depósitos asociados al karst en España. En: Durán, J.J. y Martínez, J. (Eds.), *El karst en España*, Monografía Sociedad Española de Geomorfología, 4: 243-256.
- Durantez, O., Solé, J., Castiella, J. y Villalobos, L. 1982. Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja nº 281 (*Cervera del río Alhama*). Escala 1:50000, 2ª Serie. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. IGME. Madrid. 41 pp.
- Eikenberg, J., Vezzu, G., Zumsteg, I., Bajo, S., Ruethi, M. y Wyssling, G. 2001. Precise two chronometer dating of Pleistocene travertine: The $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ and $^{226}\text{Ra}_{\text{ex}}/^{226}\text{Ra}(0)$ approach. *Quaternary Science Reviews*, 20: 1935-1953.
- Embry, A.F. y Klovan, J.E. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. *Bulletin Canadian Society of Petroleum Geologists*, 19: 730-781.
- Emeis, K.C., Richnow, H.R. y Kempe, S. 1987. Travertine formation in Plitvice National Park, Yugoslavia: chemical versus biological control. *Sedimentology*, 34: 595-609.
- Esnaola, J.M. y Leyva, F. 1995. Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja nº 353 (*Pedrola*). Escala 1:50000, 2ª Serie. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. ITGE. Madrid. 72 pp.
- Esnaola Gómez, J.M. y Martín Fernández, M. 1973. Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja nº 351 (*Olvega*). Escala 1:50000, 2ª Serie. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. IGME. Madrid. 23 pp.
- Evans, J.E. 1999. Recognition and implications of Eocene tufas and travertines in the Chadron Formation, White River Group, Badlands of South Dakota. *Sedimentology*, 46: 771-789.
- Faure, G. 1998. *Principles and applications of Geochemistry*. Prentice-Hall, New Jersey. 600 pp.
- Ferrando, P. 1933. Fisiografía del Oligoceno de la Cuenca del Ebro. *Revista de la Academia de Ciencias de Zaragoza*, XVII: 93-111.
- Fontes, J.C. y Pouchan, P. 1975. Les cheminées du Lac Abbé (TFAI): stations hydroclimatiques de l'Holocène. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences (Paris)*, serie D, 280: 383-386.
- Ford, T.D. y Pedley, H.M. 1996. A review of tufa and travertine deposits of the World. *Earth-Science Reviews*, 41: 117-175.
- Fortelius, M., Eronen, J., Jernvell, J., Liu, L., Pushkina, D., Rinne, J., Tesakov, A., Vislobokova, I., Zhang, Z. y Zhou, L. 2002. Fossil mammals resolve regional patterns of Eurasian climate change over 20 million years. *Evolutionary Ecology Research*, 4: 1005-1016.
- Frančišković-Bilinski, S., Barišić, D., Vertačnik, A., Bilinski, H. y Prohić, E. 2004. Characterization of tufa from the Dinaric Karst of Croatia: mineralogy, geochemistry and discussion of climate conditions. *Facies*, 50: 183-193.
- Freytet, P. 1971. Paléosols résiduels et paléosols alluviaux hydromorphes dans le Crétacé supérieur et l'Eocène basal en Languedoc. *Revue Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, XIII: 245-268.
- Freytet, P. 1973. Petrography and paleoenvironments of continental carbonated deposits with a particular reference to Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc, Southern France. *Sedimentary Geology*, 10: 25-60.
- Freytet, P. 1984. Les sédiments lacustres carbonatés et leur transformation par émergence et pédogénèse. Importance de leur identification pour les reconstitutions paléogéographiques. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 8: 223-247.
- Freytet, P. 1992. Exemples de fossilisation de restes végétaux (algues, feuilles) par la calcite, en milieu fluvial et lacustre, dans l'actuel et dans l'ancien. *Bulletin de la Société Botanique de France*, 139. Actualités Botaniques 1: 69-74.
- Freytet, P. y Plaziat, J.C. 1982. Continental carbonate sedimentation and pedogenesis - Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. En: Purser, B. H. (Ed.), *Contributions to Sedimentology*, 12,

- Schweizerbart'sche Verlag, Stuttgart: 217 pp.
- Freytet, P. y Verrecchia, E.P. 1998. Freshwater organisms that build stromatolites: a synopsis of biocrystallization by prokaryotic and eukaryotic algae. *Sedimentology*, 45: 535-563.
- Freytet, P. y Verrecchia, E.P. 2002. Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *Journal of Paleolimnology*, 27: 221-237.
- Friend, P.F., Brazier, S.A., Cabrera, L., Feinster, K.W.A. y Shaw, J. 1988-1989. Magnetic reversal stratigraphy in the Late Oligocene succession of the Ebro Basin, near Fraga, Province of Huesca, Northern Spain. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 12: 121-130.
- Gabaldón-López, V. y Martín-Serrano, A. 1991. Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja nº 436 (*Alhama de Aragón*). Escala 1:50000, 2ª Serie. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. IGME, Madrid, 68 pp.
- García del Cura, M.A., González Martín, J.A. y Ordóñez, S. 1997. El sistema de represas tobáceas poco evolucionadas del río Arquillo (Alcaraz-Albacete). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22: 321-332.
- García-Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J. y Cloetingh, S. 2003. Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical research*, 108 (B7): 2347, doi: 10.1029/2002JB002073/2003.
- García-García, F. y Nieto, L.M. 2005. El sistema aluvio-travertínico de Frailes (Cuenca Neógeno-Cuaternaria de Alcalá la Real, provincia de Jaén, Cordillera Bética). *Geogaceta*, 37: 75-78.
- Garnett, E.R., Andrews, J.E. Preece, R.C. y Dennis, P.F. 2004b. Climatic change recorded by stable isotopes and trace elements in a British Holocene tufa. *Journal of Quaternary Science*, 19 (3): 251-262.
- Garnett, E.R., Gilmour, M.A., Rowe, P.J., Andrews, J.E. y Preece, R.C. 2004a. $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dating of Holocene tufas: possibilities and problems. *Quaternary Science Reviews*, 23: 947-958.
- Garrido-Megías, A. 1982. Introducción al Análisis Tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *Actas V Congreso Latinoamericano de Geología*, 1, Argentina: 385-402.
- Gat, J.R. 1971. Comments on the Stable Isotope method in regional groundwater investigations. *Water Resources Research*, 7 (4): 980-993.
- Gat, J.R. 1981. Lakes. En: Gat, J.R. y Gonfiantini, R. (Eds.), *Stable isotope hydrology; deuterium and oxygen-18 in the water cycle*. IAEA, Technical Report Series, 210: 203-222.
- Gil, A. 2001. La estructura de la Sierra de Cameros: deformación dúctil y su significado a escala cortical. *Instituto de Estudios Riojanos*, Serie Ciencias de la Tierra, 23: 305 pp.
- Gomis, E. 1997. *Precisión sobre la magnetoestratigrafía de las sucesiones del Oligoceno superior-Mioceno inferior de los valles del Cinca, Segre y Ebro (Sector SE de la Cuenca del Ebro, provincias de Lleida, Zaragoza y Huesca)*. Tesis de licenciatura. Universidad de Barcelona. 104 pp. (Inédita).
- Gomis, E., Parés, J.M. y Cabrera, L. 1997. Nuevos datos magnetoestratigráficos del tránsito Oligoceno-Mioceno en el sector SE de la Cuenca del Ebro (provincias de Lleida, Zaragoza y Huesca, NE de España). *Acta Geológica Hispánica*, 32: 185-199.
- Gonfiantini, R. 1986. Environmental isotopes in lake studies. En: Fritz, P. y Fontes, J. Ch. (Eds.), *Handbook of environmental isotope geochemistry, The terrestrial environment*, 2, Elsevier, Amsterdam: 113-168.
- Gonfiantini, R., Panichi, C. y Tongiorgi, E. 1968. Isotopic disequilibrium in travertine deposition. *Earth and Planetary Science Letters*, 5: 55-58
- González, A. 1989. *Análisis tectosedimentario del Terciario del borde SE de la Depresión del Ebro (sector bajoaragonés) y cubetas ibéricas marginales*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 507 pp. (Inédita).
- González, A., Pardo, G. y Villena, J. 1988. El estudio tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas. *Simposios II Congreso Geológico de España*, Granada: 175-184.
- González, I. y Galán, E. 1984. Mineralogía de los materiales Terciarios del área de Tarazona-Borja-Ablitas (Depresión del Ebro). *Estudios Geológicos*, 40: 115-128.

- González, J.J., Armenteros, I., Huerta, P. y Corrochano, A. 2006. Sedimentología y evolución de la toba de la Peña del Manto, río Henar (Deza-Soria). *Geotemas*, 9: 101-106.
- González-Martín, J.A., Ordóñez, S. y García del Cura, M.A. 1987. Evolución geomorfológica de las Lagunas de Ruidera (Albacete-Ciudad Real). *Estudios Geológicos*, 43: 227-239.
- González-Martín, J.A., Ordóñez, S. y García del Cura, M.A. 2004. El alto valle del Guadiana y las Lagunas de Ruidera. En: Benito, G. y Díez-Herrero, A. (Eds.), *Itinerarios geomorfológicos por Castilla-La Mancha*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas y Sociedad Española de Geomorfología, Madrid: 125-157.
- Gracia, J. y Cuchi, J.A. 1989. Control tectónico de los travertinos fluviales del río Jiloca (Cordillera Ibérica Central). *2ª Reunión del Cuaternario Ibérico*: 697-706.
- Guidi, R., Mas, R. y Sarti, G. 2005. La sucesión sedimentaria siliciclástica del Cretácico superior del borde sur de la Sierra de Guadarrama (Madrid, España Central): análisis de facies y reconstrucción paleoambiental. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18 (1-2): 99-111.
- Guimerà, J. 2004. La Rama Aragonesa. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*, Sociedad Geológica de España- IGME, Madrid: 608-609.
- Habdija, I., Prime-Habdija, B., Matoničkin, R., Kučinić, M., Radanović, I., Miliša, M. y Mihaljević, Z. 2004. Current velocity and food supply as factors affecting the composition of macroinvertebrates in bryophyte habitats in karst running water. *Biologia, Bratislava*, 59: 577-593.
- Haffar, L. y Heredia, A. 2005. Las repercusiones de los movimientos migratorios en la estructura demográfica de la población aragonesa. *Cuadernos Geográficos*, 36: 319-332.
- Hägale, D., Leinfelder, R., Grau, J., Burmeister, E.G. y Struck, U. 2006. Oncoids form the river Alz (southern Germany): tiny ecosystems in a phosphorus-limited environment. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 237: 378-395.
- Henning, G.J., Grun, R. y Brunnacker, K. 1983. Speleothems, travertins and paleoclimates. *Quaternary Research*, 20: 1-29.
- Hernández, A., Aragonés, E., del Olmo, P., Aguilar, M.J. y Ramírez, J. 1980. Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja nº 352 (*Tabuenna*). Escala 1:50000, 2ª Serie. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. IGME. Madrid. 37 pp.
- Hernández-Pacheco, F. 1949. Las Bardenas Reales. Rasgos fisiográficos y geológicos. *Príncipe de Viana*, 37: 427-440.
- Hillaire-Marcel, C. 1984. *Géochimie isotopique des milieux naturels. 1^{ère} partie: Les principes de base en Géochimie des isotopes stables*. SCT. 9155. Université du Québec à Montréal. 52 pp.
- Hogan, P. 1993. *Geochronologic, tectonic and stratigraphic evolution of the South Pyrenean foreland basin, northern Spain*. Tesis Doctoral. University Southern California, 220 pp.
- Hogan, P. y Burbank, D.W. 1996. Evolution of the Jaca piggy-back basin and emergence of the External Sierras, Southern Pyrenees. En: Friend, P.F. y Dabrio, C.S. (Eds.), *Tertiary basins of Spain*, Cambridge University Press: 153-160.
- Horvatinčić, N., Bronić, I. K. y Obelić, B. 2003. Differences in the ¹⁴C age, δ¹³C and δ¹⁸O of Holocene tufa and speleothem in the Dinaric Karst. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 193: 139-157.
- Horvatinčić, N., Čalić, R. y Geyh, M.A. 2000. Interglacial growth of tufa in Croatia. *Quaternary Research*, 53: 185-195.
- Huerta, P. y Armenteros, I. 2005. Calcrete and palustrine assemblages on a distal alluvial-floodplain: A reponse to local subsidence (Miocene of the Duero basin, Spain). *Sedimentary Geology*, 177: 253-270.
- Ihlenfeld, C., Norman, M.C., Gagan, M.K., Drysdale, R.N., Maas, R. y Webb, J. 2003. Climatic significance of seasonal trace element and stable isotope variations in a modern freshwater tufa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67 (13): 2341-2357.
- Inglès, M., Salvany, J.M., Muñoz, A. y Pérez, A. 1998. Relationship of mineralogy to depositional environments in the non-marine Tertiary mudstones of the southwestern Ebro Basin (Spain).

- Sedimentary Geology*, 116: 159-176.
- ITGE. 1990. *Documentos sobre la Geología del subsuelo de España*. Tomo VI: Ebro-Pirineos. Madrid.
- ITGE. 1994. Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias. Escala 1:1.000.000. Madrid.
- Janssen, A., Swennen, R., Podoor, N. y Keppens, E. 1999. Biological and diagenetic influence in recent and fossil tufa deposits from Belgium. *Sedimentary Geology*, 126: 75-95.
- Jones, B. y Renaut, R.W. 1996. Morphology and growth of aragonite crystals in hot-spring travertines at Lake Bogoria, Kenya Rift Valley. *Sedimentology*, 43: 323-340.
- Juliá, R. 1983. Travertines. En: Scholle, P., Bebout, D y Moore, C. (Eds.), *Carbonate Depositional Environments*. Memoir 33, American Association of Petroleum Geologist, Tulsa: 64-72.
- Kano, A., Matsuoka, J., Kojo, T. y Fujii, H. 2003. Origin of annual laminations in tufa deposits, southwest Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 191: 243-262.
- Kelts, K. y Talbot, M. 1990. Lacustrine carbonates as geochemical archives of environmental change and biotic/abiotic interactions. En: Tilzer, M.M. y Serruya, C. (Eds.), *Large lakes: Ecological structure and function*. Springer-Verlag, Berlin: 288-315.
- Kim, S.-T. y O'Neil, J.R. 1997. Equilibrium and nonequilibrium oxygen effects in synthetic carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61 (16): 3461-3475.
- Krauskopf, K.B. 1979. *Introduction to Geochemistry*. 2ª ed. McGraw-Hill. 617 pp.
- Kvaček, Z. y Teodoridis, V. 2007. Tertiary macrofloras of the Bohemian Massif: a review with correlations within Boreal and Central Europe. *Bulletin of Geosciences*, 82 (4): 383-408.
- Lacarra, E. 1919. Hallazgo importante en las Yeseras de Monteagudo (Navarra). *Boletín de San Nicolás de Tolentino (P.P. Agustinos)*: 660-662.
- Lacarra, E. 1920. Hallazgo importante en las Yeseras de Monteagudo (Navarra) (Conclusión). *Boletín de San Nicolás de Tolentino (P.P. Agustinos)*: 385-390.
- Ladero, M., Santos, M.T., Amor, A., González, J., Alonso, M.T., Sánchez, M.E. y Luengo, M.A. 2004. Vegetación del entorno de los Balnearios de La Virgen, Sicilia y Serón (Zaragoza). *Anales de la Real Academia Nacional de Farmacia*, 70: 559-595.
- Lamb, A.L., Leng, M.J., Mohammed, M.U. y Lamb, H.F. 2004. Holocene climate and vegetation change in the Main Ethiopian Rift Valley, inferred from the composition (C/N and $\delta^{13}\text{C}$) of lacustrine organic matter. *Quaternary Science Reviews*, 23: 881-891.
- Larrasoaña, J.C., Murelaga, X. y Garcés, M. 2005. Magnetostratigraphy of Early Miocene mammal-bearing continental sediments of the Tudela Formation (western Ebro basin). *Geophysical Research Abstracts*, 7, 04683. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-04683.
- Larrasoaña, J.C., Murelaga, X. y Garcés, M. 2006. Magnetobiochronology of Lower Miocene (Ramblian) continental sediments from the Tudela Formation (western Ebro basin, Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 243: 409-423.
- Lea, D.W., Pak, D.K. y Spero, H. 2000. Climate impact of late Quaternary Equatorial Pacific Sea surface temperatura variations. *Science*, 289: 1719-1724.
- Leng, M.J. y Marshall, J.D. 2004. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quaternary Science Reviews*, 23: 811-831.
- Léranoz, B., García, J. y Meléndez, A. 1987. Tobas calcáreas en el valle del río Mesa (provincias de Guadalajara y Zaragoza). *Actas VII Reunión sobre el Cuaternario*, Santander: 283-286.
- Li, H.C. y Ku, T.L. 1997. $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ covariance as a paleohydrological indicator for closed-basin lakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 133: 69-80.
- Liu, Z., Li, Q., Sun, H., Liao, C., Li, H., Wang, J. y Wu, K. 2006. Diurnal variations of hydrochemistry in a travertine-depositing stream at Baishuitai, Yunnan, SW China. *Aquatic Geochemistry*, 12:103-121.
- Liu, Z., Zhang, M., Li, Q. y You, S. 2003. Hydrochemical and isotope characteristics of spring water and travertine in the Baishuitai area (SW China) and their meaning for paleoenvironmental

- reconstruction. *Environmental Geology*, 44: 698-704.
- Llamas, M.R. 1959. Estudio geológico-técnico de los terrenos yesíferos de la Cuenca del Ebro y de los problemas que plantean en los canales. Tesis doctoral. Universidad de Madrid: 239 pp. *Publicada en Boletín Informativo del Servicio Geológico de Obras Públicas*, 12, Madrid, 1962. 192 pp.
- Lojen, S., Dolenc, T., Vokal, B., Cukrov, N., Mihelčić, G. y Papesch, W. 2004. C and O stable isotope variability in recent freshwater carbonates (River Krka, Croatia). *Sedimentology*, 51: 361-375.
- López-Gómez, J. y Arche, A. 1997. The Upper Permian Boniches Conglomerates Formation: evolution from alluvial fan to fluvial system environments and accompanying tectonic and climatic controls in the southeast Iberian Ranges, central Spain. *Sedimentary Geology*, 114: 267-294.
- López-Vera, F. y Martínez-Goytre, J. 1988. Edad radiogénica y estratigrafía isotópica de los edificios travertínicos de Puente de San Pedro (Guadalajara). *Memoria II Congreso Nacional de Geología*. Granada: 85-86.
- López-Vera, F. y Martínez-Goytre, J. 1989. Formación travertínica de Puente San Pedro (Guadalajara). Edad, ambiente de formación y evolución. *Boletín Geológico y Minero*, 100 (2): 248-258.
- Lozano, M.V. 1997. Notas geomorfológicas sobre la depresión de Sarrión y el valle del río Mijares. *Studium. Revista de Humanidades*, 4: 141-161.
- Lozano, M.V., Peña, J.L. y Sancho, C. 1998. Los travertinos del río Mijares en el Molino de la Hoz (Cordillera Ibérica Oriental, Prov. de Teruel). En: Gómez, A. y Salvador, F. (Eds.), *Investigaciones recientes de la Geomorfología española*, Sociedad Española de Geomorfología, Granada: 375-384.
- Lozano, M.V., Peña, J.L., Longares, L.A. y Sánchez, M. 2004. Cañones del río Martín entre Oliete y Albalate del Arzobispo (Cordillera Ibérica, Teruel). En: Peña, J.L., Longares, L.A. y Sánchez, M. (Eds.), *Geografía física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, Zaragoza: 213-230.
- Lozano, M.V., Sancho, C. y Peña, J.L. 1999. Las formaciones travertínicas de la cuenca alta del río Mijares (provincia de Teruel). *Teruel*, 87 (1): 69-91.
- Luzón, A. 1994. *Los materiales del tránsito Oligoceno-Mioceno en el sector centro-oriental de la Depresión del Ebro: análisis estratigráfico e interpretación evolutiva*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza. 259 pp. (Inédita).
- Luzón, A. 2001. *Análisis tectosedimentario de los materiales terciarios continentales del sector central de la Cuenca del Ebro (provincias de Huesca y Zaragoza)*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 465 pp. (Inédita).
- Luzón, A., González, A., Muñoz, A. y Sánchez-Navarro, B. 2002. Upper Oligocene-Lower Miocene shallowing-upward lacustrine sequences controlled by periodic and non-periodic processes (Ebro Basin, northeastern Spain). *Journal of Paleolimnology*, 28: 441-456.
- Mack, G.H. y Leeder, M.R. 1999. Climatic and tectonic controls on alluvial-fan and axial-fluvial sedimentation in the Plio-Pleistocene Palomas Half Graben, southern Rio Grande Rift. *Journal of Sedimentary Research*, 69 (3): 635-652.
- Makhnach, N., Zernitskaja, V., Kolosov, I. y Smakova, G. 2004. Stable oxygen and carbon isotopes in Late Glacial-Holocene freshwater carbonates from Belarus and their palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 209: 73-101.
- Mallada, L. 1878. Descripción física y geológica de la provincia de Huesca. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, VII, Madrid: 439 pp, 1 mapa.
- Mandado, J. 1987. *Litofacies yesíferas del sector aragonés de la Cuenca Terciaria del Ebro. Petrogénesis y geoquímica*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 443 pp. (Inédita).
- Mantero, F.J. y Galván, Y. 2004. Climatología de los Balnearios de Jaraba. *Anales de la Real Academia Nacional de Farmacia*, 70: 543-558.
- Markowska, J. 2004. The origins of the Plitvice Lakes (Croatia). *Miscellanea Geographica Warszawa*, II: 93-99.

- Marriott, C.S., Henderson, G.M., Crompton, R., Staubwasser, M. y Shaw, S. 2004. Effect of mineralogy, salinity, and temperature on Li/Ca and Li isotope composition of calcium carbonate. *Chemical Geology*, 212: 5-15.
- Martín-Algarra, A., Martín-Martín, M., Andreo, B., Julià, R. y González-Gómez, C. 2003. Sedimentary patterns in perched spring travertines near Granada (Spain) as indicators of the paleohydrological and paleoclimatological evolution of a karst massif. *Sedimentary Geology*, 161: 217-228.
- Martín-Donayre, F. 1873. Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, Madrid, 126 pp.
- Martín-Donayre, F. 1866. Mapa provincial de Zaragoza. *Instituto Geológico y Minero de España*, 1 mapa 1:40000.
- Martínez-Gil, F.J., Sánchez, J.A., De Miguel, J.L. y San Román, J. 1988. El drenaje subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Cuenca del Ebro como proceso de movilización y transporte de sustancias en disolución: sus implicaciones en el aporte de sulfatos. En: Pérez, A., Muñoz, A. y Sánchez, J.A. (Eds.), *Sistemas lacustres neógenos del margen ibérico de la Cuenca del Ebro*. Guía de Campo III Reunión Grupo Español de Trabajo PICG 219. Ed. Secret. Publ. Universidad de Zaragoza: 57-80.
- Martínez-Tudela, A., Cuenca, F., Santisteban, C., Grun, R. y Hentzsch, B. 1986. Los travertinos del Río Matarraña, Beceite (Teruel) como indicadores paleoclimáticos del Cuaternario. En: López-Vera, A. (Ed.), *Quaternary Climate in Western Mediterranean*, Universidad Autónoma de Madrid, Madrid: 307-324.
- Mata, P., Pérez, A. y López-Aguayo, F. 1988. Mineralogía de los depósitos lacustres del Terciario de Borja-La Muela (borde S de la Depresión del Ebro, Zaragoza). *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 11: 50-52.
- Mata, P., Pérez, A. y López-Aguayo, F. 1989. Mineralogía de los depósitos lacustres del Terciario de Borja-La Muela (borde sur de la Depresión del Ebro). *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 12: 213-220.
- Matsuoka, J., Kano, A., Oba, T., Watanabe, T., Sakai, S. y Seto, K., 2001. Seasonal variation of stable isotopic compositions recorded in a laminated tufa, SW Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 192: 31-44.
- Mayayo, M.J., Bauluz, B., López-Galindo, A. y González-López, J.M. 1996. Mineralogy and geochemistry of the carbonates in the Calatayud Basin (Zaragoza, Spain). *Chemical Geology*, 130: 123-136.
- McCabe, P.J. 1984. Depositional environments of coal and coal-bearing strata. En: Rahmani, R.A. y Flores, R.M. (Eds.), *Sedimentology of coal and coal-bearing sequences*, Special Publications of the International Association of Sedimentologist, Blackwell Scientific Publications, Oxford: 13-42.
- Mckenzie, J.A. 1985. Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environments. En: Stumm, W. (Ed.), *Chemical processes in lakes*, Wiley, New York: 99-118.
- Meléndez, A., Peña, J.L. y Sancho, C. 1996. Factores fisicoquímicos que intervienen en el desarrollo de las barreras tobáceas bioconstruidas del río de la Fuente del Berro (Sierra de Albarracín, Teruel). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9: 125-134.
- Meléndez, M.N. y López-Gómez, J. 2003. Control eustático y tectónico durante una etapa regresiva de corta duración: Miembro El Burgal, Aptiense, Cordillera Ibérica, España. *Journal of Iberian Geology*, 29: 31-55.
- Merz-Preiß, M. y Riding, R. 1999. Cyanobacterial tufa calcification in two freshwater streams: ambient environment, chemical thresholds and biological processes. *Sedimentary Geology*, 126:103-124.
- Miall, A.D. 1978. *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists. Calgary, Alberta, Canada, 5. 859 pp.
- Miall, A.D. 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Berlin, 582 pp.
- Miliša M., Habdija, I., Primc-Habdija, B., Radanović, I. y Matoničkin-Kepčija, R. 2006a. The role of flow velocity in the vertical distribution of particulate organic matter on moss-covered travertine barriers

- of the Plitvice Lakes (Croatia). *Hidrobiologia*, 553: 231-243.
- Miliša M., Matoničkin Kepčija, R. Radanović, I., Ostojić, A. y Habdija, I. 2006b. The impact of aquatic macrophyte (*Salix* sp. and *Cladium mariscus* (L.) Pohl.) removal on habitat conditions and macroinvertebrates of tufa barriers (Plitvice Lakes, Croatia). *Hidrobiologia*, 573: 183-197.
- Montuire, S., Maridet, O. y Legendre, S. 2006. Late Miocene-early Pliocene temperature estimates in Europe using rodents. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238: 247-262.
- Mosbrugger, V., Utescher, T. y Dilcher, D.L. 2005. Cenozoic continental climatic evolution of Central Europe. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 102 (42): 14964-14969.
- Mouline, M.P. 1983. Les accidents siliceux dans les calcaires lacustres du Castrais et de l'Albigeois. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 25 (1): 51-56.
- Muñoz, A. 1991. *Análisis Tectosedimentario del sector occidental de la Cuenca del Ebro (Comunidad de la Rioja)*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. *Publicaciones del Instituto Estudios Riojanos*, Serie Ciencias Tierra, 15, Logroño, 1992. 347 pp.
- Muñoz, A., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Pérez, A., Villena, J. y Pardo, G. 2002. Ebro Basin (northeastern Spain). En: Moreno, T. y Gibbons, W. (Eds.), *Geology of Spain*. Geological Society of London: 301-334.
- Muñoz, A., Pardo, G. y Villena, J. 1992. Evolución paleogeográfica de los conglomerados miocenos adosados al borde norte de la Sierra de Cameros (La Rioja). *Acta Geológica Hispánica*, 27 (1-2): 3-14. Libro homenaje a Oriol Riba.
- Muñoz-Jiménez, A. y Casas-Sainz, A.M. 1997. The Rioja Trough (N Spain): tectosedimentary evolution of a symmetric foreland basin. *Basin Research*, 9: 65-85.
- Murelaga, X., Azanza, B. y Astibia, H. 2006. Restos de quelonios del Mioceno medio del área de Tarazona de Aragón (Cuenca del Ebro, Aragón, España). *Estudios Geológicos*, 62 (1): 205-212.
- Murelaga, X., Pérez-Rivarés, F.J., Vázquez-Urbez, M. y Zuluaga, M. C. (en prensa). Nuevos datos bioestratigráficos y paleoecológicos del Mioceno medio-superior (Aragoniense) del área de Tarazona de Aragón (Cuenca del Ebro, provincia de Zaragoza, España). *Ameghiniana*, 45 (2).
- Nash, D.J. y McLaren, S.J. 2007. *Geochemical sediments and landscapes*. Blackwells, Oxford. 488 pp.
- Newell, A.J., Tverdokhlebov, V.P. y Benton, M.J. 1999. Interplay of tectonics and climate on a transverse fluvial system, Upper Permian, southern Uralian Foreland Basin, Russia. *Sedimentary Geology*, 127: 11-29.
- Nickel, E. 1982. Alluvial-fan-carbonate facies with evaporites, Eocene Guarga Formation, Southern Pyrenees, Spain. *Sedimentology*, 29: 761-796.
- Olmo-Zamora, P., Hernández, A., Aragonés, E., Aguilar, M. y Ramírez del Pozo, J. 1981. Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja nº 381 (*Illueca*). Escala 1:50000, 2ª Serie. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. IGME. Madrid. 39 pp.
- Ordóñez, S. y García del Cura, M.A. 1977. Facies oncolíticas en medio continental. Aplicación al sector SE de la Cuenca del Duero. *Estudios Geológicos*, 33: 459-466.
- Ordóñez, S. y García del Cura, M.A. 1983. Recent and Tertiary fluvial carbonates in Central Spain. En: Collinson, J.D. y Lewin, J. (Eds.), *Ancient and Modern Fluvial Systems*, 6. International Association of Sedimentologists, Special Publication, Blackwell, Oxford: 485-497.
- Ordóñez, S. y González, J.A. 1979. Formaciones tobáceas del Valle del Río Tajuña entre Brihuega y Masegoso. *Estudios Geológicos*, 35: 205-212.
- Ordóñez, S., Carballal, R. y García del Cura, M.A. 1980. Carbonatos biogénicos actuales en la cuenca del río Dulce (provincia de Guadalajara). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 78: 303-315.
- Ordóñez, S., González Martín, J.A., García del Cura, M.A. y Pedley, H.M. 2005. Temperate and semi-arid tufas in the Pleistocene to Recent fluvial barrage system in the Mediterranean area: The Ruidera Lakes Natural Park (Central Spain). *Geomorphology*, 69: 332-350.

- Ordóñez, S., González, J.A. y García del Cura, M.A. 1986b. Sedimentación carbonática actual y paractual en las Lagunas de Ruidera. *Revista de Materiales y Procesos Geológicos*. Universidad Complutense, Facultad Ciencias Geológicas, 4: 229-255.
- Ordóñez, S., González, J.A. y García del Cura, M.A. 1981. Carbonatos fluviales paraactuales en el valle del río Tajuña. *Actas V Reunión del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario*, Sevilla: 280-293.
- Ordóñez, S., González, J.A. y García del Cura, M.A. 1986a. Petrographie et morphologie des édifices tuffeux quaternaires du centre de l'Espagne. *Méditerranée*, 1-2: 52-60.
- Ordóñez, S., González, J.A. y García del Cura, M.A. 1987. Formaciones travertínicas y tobáceas en el valle del Tajo (Sector Cifuentes-Trillo): estudio geomorfológico, petrológico y sedimentológico. *Cuaternario y Geomorfología*, 1: 231-245.
- Ordóñez, S., González, J.A. y García del Cura, M.A. 1990. Datación radiogénica (U-234/U-238 y Th-230/U-234) de sistemas travertínicos del Alto Tajo (Guadalajara). *Geogaceta*, 8: 53-56.
- Ordóñez, S., González, J.A. y García del Cura, M.A. 1997. Tipología y génesis de depósitos tobáceos fluvio-lacustres: el sistema tobáceo de Las Lagunas de Ruidera (Ciudad Real-Albacete). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22: 333-348.
- Ortega, A. y Pérez-Lorente, F. 1984. El Terciario en la Depresión de Arnedo. *Berceo*, 2: 99-113.
- Osácar, M.C., Arenas, C., Auqué, L. y Sancho, C. 2002. Composición isotópica de las formaciones tobáceas del Parque Natural del Monasterio de Piedra. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 25-A: 75-76.
- Osácar, M.C., Arenas, C., Auqué, L.F., Pardo, G., Sancho, C. y Vázquez-Urbez, M. (en prep.). Seasonal control on the isotopical record of recent fluvial tufas (Monasterio de Piedra, Zaragoza, Iberian Peninsula).
- Osácar, M.C., Auqué, L.F., Sancho, C., Arenas, C. y Vázquez-Urbez, M. 2003. Dinámica de la precipitación de calcita en las formaciones tobáceas del Monasterio de Piedra (Zaragoza): datos hidroquímicos. XXIII Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 26-A: 81-82.
- Palacios, P. 1893. Reseña geológica de la región meridional de la provincia de Zaragoza. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, Madrid. 112 pp.
- Pardo, G. (Coord.), Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez-Rivarés, F.J., Vázquez-Urbez, M. y Villena, J. 2004. La Cuenca del Ebro. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*, Sociedad Geológica de España-IGME, Madrid: 533-543.
- Pardo, G., Villena, J. y González, A. 1989. Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2 (3-4): 199-221.
- Pazdur, A., Dobrowolski, R., Durakiewicz, T., Piotrowska, N., Mohanti, M. y Das, S. 2002. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ time record and palaeoclimatic implications of the holocene calcareous tufa from south-eastern Poland and eastern India (Orissa). *Geochronometria*, 21: 97-108.
- Pazdur, A., Pazdur, M.F., Starkel, L. y Szulc, J. 1988. Stable isotopes of the Holocene calcareous tufa in southern Poland as paleoclimatic indicators. *Quaternary Research*, 30: 177-189.
- Pedley, H.M. 1990. Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedimentary Geology*, 68: 143-154.
- Pedley, H.M., Andrews, J., Ordóñez, A., García del Cura, M.A., González-Martín, J.A. y Taylor, D. 1996. Does climate control the morphological fabric of freshwater carbonates? A comparative study of Holocene barrage tufas from Spain and Britain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 121: 239-257.
- Pedley, H.M., González-Martín, J.A., Ordóñez, S. y García del Cura, M.A. 2003. Sedimentology of Quaternary perched springline and paludal tufas: criteria for recognition, with examples from Guadalajara Province, Spain. *Sedimentology*, 50: 23-44.
- Pentecost, A. 1996. Moss growth and travertine deposition: the significance of photosynthesis, evaporation and degassing of carbon dioxide. *Journal of Bryology*, 19: 229-234.

- Pentecost, A. 2005. *Travertine*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 445 pp.
- Pentecost, A. y Spiro, B. 1990. Stable carbon and oxygen isotope composition of calcites associated with modern freshwater cyanobacteria and algae. *Geomicrobiology Journal*, 8: 17-26.
- Pentecost, A., Andrews, J.E., Dennis, P.F., Marca-Bell, A. y Dennis, S. 2006. Charophyte growth in small temperate water bodies: Extreme isotopic disequilibrium and implications for the palaeoecology of shallow marl lakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240 (3-4): 389-404.
- Peña, J.L. Sancho, C., Meléndez, A. y Jiménez, A. 1994. Las formaciones travertínicas holocenas de la cuenca del río Guadalaviar (Sierra de Albarracín, provincia de Teruel). Aspectos geomorfológicos y paleoclimáticos. En: Arnáez, J., García-Ruiz, J.M. y Gómez, A. (Eds.), *Geomorfología de España*, Sociedad Española de Geomorfología, Logroño: 159-172.
- Peña, J.L., Sancho, C. y Lozano, M.V. 2000. Climatic and tectonic significance of Late Pleistocene and Holocene tufa deposits in the Mijares River Canyon, Eastern Iberian Range, Northeast Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25: 1403-1417.
- Pérez, A. 1989. *Estratigrafía y sedimentología del Terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (sector riojano-aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 474 pp. (Inédita).
- Pérez, A. y Villena, J. 1996. Caracterización sedimentológica de los sistemas aluviales del Terciario del margen ibérico de la Cuenca del Ebro (sector central). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 21: 297-318.
- Pérez, A., Azanza, B., Cuenca, G., Pardo, G. y Villena, J. 1985. Nuevos datos estratigráficos y paleontológicos sobre el Terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (provincia de Zaragoza). *Estudios Geológicos*, 41: 405-411.
- Pérez, A., Muñoz, A., Pardo, G. y Villena, J. 1989. Evolución de los sistemas lacustres del margen ibérico de la Depresión del Ebro (sectores central y occidental) durante el Mioceno. *Acta Geológica Hispánica*, 24 (3-4): 243-257.
- Pérez, A., Muñoz, A., Pardo, G. y Villena, J. 1994. Lacustrine Neogene deposits of the Ebro Basin (southern margin), Northeastern Spain. En: Gierlowski-Kordesch, E. y Kelts, K. (Eds.), *Global geological record of the lake basins*, vol. 1, Serie World and Regional Geology, Cambridge University Press: 297-318.
- Pérez, A., Muñoz, A., Pardo, G., Villena, J. y Arenas, C. 1988a. Las unidades tectosedimentarias del Neógeno del borde ibérico de la Depresión del Ebro (sector central). En: Pérez, A., Muñoz, A. y Sánchez, J.A. (Eds.) *Sistemas lacustres neógenos del margen ibérico de la Cuenca del Ebro*. Guía de Campo III Reunión Grupo Español de Trabajo PICG 219. Ed. Secret. Publ. Universidad de Zaragoza: 7-20.
- Pérez, A., Muñoz, A., Pardo, G., Villena, J. y Arenas, C. 1988b. Depósitos aluviales y lacustres de la región Tudela-Borja. En: Pérez, A., Muñoz, A. y Sánchez, J.A. (Eds.), *Sistemas lacustres neógenos del margen ibérico de la Cuenca del Ebro*. Guía de Campo III Reunión Grupo Español de Trabajo PICG 219. Ed. Secret. Publ. Universidad de Zaragoza: 21-41.
- Pérez-González, A. y Virgili, C. 1975. Las terrazas travertínicas de Priego (Cuenca). *Primer Centenario de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 1. Trabajos científicos en Geología. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid: 347-356.
- Pérez-Rivarés, F. J. (en prep.). *Estudio magnetoestratigráfico del Mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro. Aplicación a la correlación de las unidades estratigráficas y al análisis de la perioricidad sedimentaria*. Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza.
- Pérez-Rivarés, F.J. 2001. *Estudio magnetoestratigráfico del Mioceno de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza. 140 pp. (Inédita).
- Pérez-Rivarés, F.J., Garcés, M., Arenas, C. y Pardo, G. 2002. Magnetocronología de la sucesión miocena de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15 (3-4): 217-231.
- Pérez-Rivarés, F.J., Garcés, M., Arenas, C. y Pardo, G. 2004. Magnetostratigraphy of the Miocene continental deposits of the Montes de Castejón (central Ebro Basin, Spain): geochronological and paleoenvironmental implications. *Geological Acta*, 2 (3): 221-234.

- Pérez-Rivarés, F.J., Pardo, G., Garcés, M. y Arenas, C. 2003. Periodicidad sedimentaria en el registro lacustre de la Unidad Tectosedimentaria T₆ de la sección de San Caprasio (Mioceno medio) del sector central de la Cuenca del Ebro. *Geotemas*, 5: 195-198.
- Pinuaga, J.I., Garrido, E. y Ramírez, A. 2004. Geología, Hidrogeología y protección de los Balnearios de Jaraba (Zaragoza). *Anales de la Real Academia Nacional de Farmacia*, 70: 597-610.
- Platt, N.H. y Wright, V.P. 1991. Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. En: Anadón, P., Cabrera, L. y Kelts, K. (Eds.), *Lacustrine facies analysis*, International Association of Sedimentologist Special Publications, 13, Blackwell Scientific Publications, Oxford, London: 57-74.
- Portero, J.M. 1983. Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja nº 464 (*Used*). Escala 1:50000, 2ª Serie. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. IGME. Madrid. 74 pp.
- Quirantes, J. 1969. *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 101 pp. (Inédito).
- Quirantes, J. 1978. *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros*. Institución Fernando el Católico. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Zaragoza. Tesis Doctoral. 200 pp.
- Ramos, E. y Sopeña, A. 1983. Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, Central Spain). En: Collinson, J.D. y Lewin, J. (Eds.), *Modern and Ancient Fluvial Systems*. Special Publications of the International Association of Sedimentologist, 6, Blackwell Scientific, Oxford: 301-312.
- Ramos, E., Cabrera, L. y Marzo, M. 1989. Sistemas lacustres paleógenos de Mallorca (Mediterráneo Occidental). *Acta Geológica Hispánica*, 24: 185-203.
- Ramos, E., Cabrera, L., Hagemann, H., Pickel, W. y Zamarreño, I. 2001. Palaeogene lacustrine record in Mallorca (NW Mediterranean, Spain): depositional, palaeogeographic and palaeoclimatic implications for the ancient southeastern Iberian margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 172: 1-37.
- Rey de la Rosa, J. y Rivera-Navarro, S. 1981. Mapa Geológico y memoria explicativa de la hoja 319 (*Ágreda*). 1:50.000. 2ª serie. Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria, IGME, Madrid, 24 p.
- Riba, O. 1955a. Sobre la edad de los conglomerados terciarios del borde norte de las Sierras de la Demanda y Cameros. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 39, Madrid: 39-59.
- Riba, O. 1955b. Sur le type de sedimentation du Tertiaire continental de la part ouest du Basin de L'Ebro. *Geologische Rundschau*, 43 (2): 363-371.
- Riba, O. 1964. Estructura sedimentaria del Terciario continental de la Depresión del Ebro en su parte Riojana y Navarra. *XX Congreso Geográfico Internacional*, Reino Unido: 127-138.
- Riba, O. y Pérez Mateos, J. 1961. Sobre la inversión de aportes sedimentarios en el borde norte de la Cuenca Terciaria del Ebro (Navarra). *II Reunión de Sedimentología*, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid: 201-221.
- Riba, O., Reguant, S. y Villena, J. 1983. Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la Cuenca Terciaria del Ebro. *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España II*, Instituto Geológico y Minero de España: 131-159.
- Rich, J., Stokes, S., Wood, W. y Bailey, R. 2003. Optical dating of tufa via in situ aeolian sand grains: a case example from the Southern High Plains, USA. *Quaternary Science Reviews*, 22: 1145-1152.
- Riding, R. 2002. Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. *Earth-Science Reviews*, 58: 162-231.
- Ríos, J.M. 1959. Algunas consideraciones acerca del enjuiciamiento del Valle del Ebro en sus posibilidades petrolíferas. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 53: 107-148.
- Robles, S., García-Mondéjar, J. y Pujalte, V. 1987. Sistemas aluviales pérmicos del área de Peña Labra-Peña Sagra (Cantabria y Palencia). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 5-21.
- Roc, A.C. 1999. *Estudio comparativo entre las facies de calizas lacustres del Mioceno del sector de la Muela*

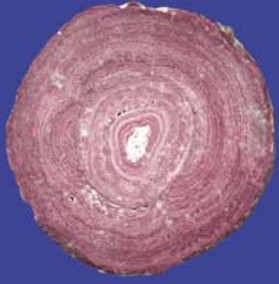
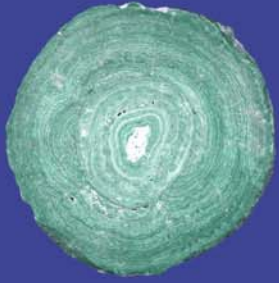
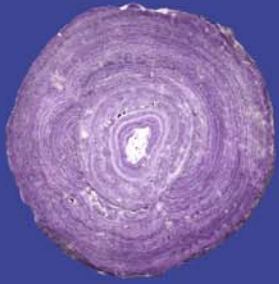
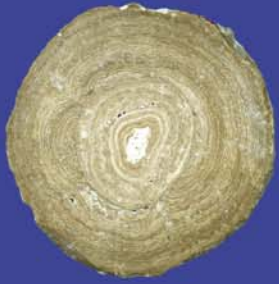
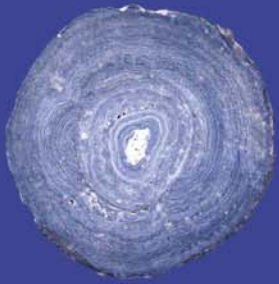
- de Zaragoza y los depósitos lacustres marginales Holocenos de la Laguna de Gallocanta (provincias de Zaragoza y Teruel)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza. 165 pp. (Inédito).
- Rosenmeier, M.F., Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., Martin, J.B., Anselmetti, F.S., Ariztegui, D. y Guilderson, T.P. 2002. Influence of vegetation change on watershed hydrology: implications for paleoclimatic interpretation of lacustrine $\delta^{18}\text{O}$ records. *Journal of Paleolimnology*, 27: 117-131.
- Ruiz de Gaona, M., Villalta, C. y Crusafont, M. 1946. El yacimiento de mamíferos de las yeseras de Monteagudo (Navarra). *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 16: 159-182.
- Rust, B.R. 1978. Depositional models for braided alluvium. En: Miall, A.D. (Ed.), *Fluvial sedimentology*, 5. Canadian Society of Petroleum Geologist: 605-625.
- Sáenz, C. 1931. Notas acerca de la distribución estratigráfica del Terciario lacustre en la parte septentrional del territorio español. *Publicaciones Confederación Hidrográfica del Ebro*, 36: 1-29.
- Sáenz, C. 1942. Estructura general de la Cuenca del Ebro. *Estudios Geológicos*, 7: 249-269.
- Sáenz-Ridruejo, C. y Sanz-Pérez, E. 1989. La Laguna de Anavieja. *Turiaso*, IX: 225-243.
- Sáez, A. 1987. *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligoceno-Mioceno del NE de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 319 pp. (Inédito).
- Salazar-Rincón, A. 2003. El final del endorreísmo terciario en la Cuenca del Ebro. *Geotemas*, 5: 205-208.
- Salvany, J.M., Muñoz, A. y Pérez, A. 1994. Nonmarine evaporitic sedimentation and associated diagenetic processes of the southwestern margin of the Ebro Basin (Lower Miocene), Spain. *Journal of Sedimentary Petrology*, A 64: 190-203.
- San Román, J., Sánchez, J.A. y Martínez-Gil, F.J. 1989. El drenaje subterráneo del macizo del Moncayo: aspectos hidrológicos e hidroquímicos. *Turiaso*, IX: 203-224.
- Sánchez Navarro, J.A. (2000) Las aguas termales en Aragón: estudio hidrogeotérmico. *Publicaciones del Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón*. Serie Investigación, 23, Zaragoza: 175 pp.
- Sánchez, M.L., Calvo, J.O. y Heredia, S. 2005. Paleoambientes de sedimentación del tramo superior de la Formación Portezuelo, Grupo Neuquén (Cretácico superior), Los Barreales, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (1): 142-158.
- Sancho, C., Peña, J.L. y Meléndez, A. 1997. Controls on Holocene and present-day travertine formation in the Guadalaviar River (Iberian Chain, NE Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 41: 289-307.
- Santisteban, C. y Sanchis, E.J. 1999. *Guía del Parque Geológico de Chera*. Diputació de València. València. 99 pp.
- Sanz-Rubio, E., Hoyos, M., Cañaveras, J.C., Sánchez-Moral, S. y Calvo, J.P. 1996. Caracterización sedimentológica de los sistemas fluvio-lacustres y tobáceos del Mioceno Superior-Plioceno de la Cuenca de Calatayud (Zaragoza). *Geogaceta*, 20 (2): 277-280.
- Schäfer, A. y Staff, K.R.G. 1978. Permian Saar-Nahe Basin and Recent Lake Constance (Germany): two environments of lacustrine algal carbonates. En: Matter, A. y Tucker, M.E. (Eds.), *Modern and ancient lake sediments*. Special Publication of the International Association of Sedimentologist, 2. Blackwell Scientific Publications, Oxford, London: 83-107.
- Schidlowski, M. 1987. Application of Stable Carbon Isotopes to Early Biochemical Evolution on Earth. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15: 47-72.
- Shackleton, N.J. y Opdyke, N.D. 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10⁵ year and 10⁶ year scale. *Quaternary Research*, 3: 39-55.
- Siegenthaler, U. y Eicher, U. 1986. Stable oxygen and carbon isotope analyses. En: Berglund, B.E. (Ed.), *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*, Chichester, Wiley: 407-422.
- Solé i Sabaris, L. 1954. Sobre la estratigrafía de las Bardenas y los límites del Oligoceno y del Mioceno en el sector occidental de la Depresión del Ebro. *Real Sociedad Española de Historia Natural*, Tomo extr. Hernández Pacheco: 637-658.

- Solé i Sabaris, L. y Riba, O. 1954. Evolución del borde NE de la meseta española durante el Terciario. *C.R. 19 Congreso Geológico Internacional*, 13 (13), Alger: 261-274.
- Soria, A.R., Meléndez, A., Meléndez, M.N. y Liesa, C.L. 1997. Evolución de dos sistemas continentales en la Cubeta de Aguilón (Cretácico inferior): interrelación sedimentaria entre depósitos aluviales y lacustres, y su control tectónico. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22: 473-507.
- Spiro, B. y Pentecost, A. 1991. One day in the life of a stream - a diurnal inorganic carbon mass balance for a travertine - depositing stream (Waterfall Beck, Yorkshire). *Geomicrobiology Journal*, 9: 1-11.
- Talbot, M.R. y Kelts, K. 1990. Paleolimnological signatures from carbon and oxygen isotopic ratios in carbonates from organic-rich lacustrine sediments. En: Katz, B.J. (Ed.), *Lacustrine Exploration: Case Studies and Modern Analogues*. American Association Petroleum Geologists Memoir, 50: 99-112.
- Taylor, D.M., Griffiths, H.I., Pedley, H.M. y Prince, I. 1994. Radiocarbon-dated Holocene pollen and ostracod sequences from barrage tufa-dammed fluvial systems in the White Peak, Derbyshire, UK. *The Holocene*, 4 (4): 356-364.
- Taylor, D.M., Pedley, H.M., Davies, P. y Wright, M.W. 1998. Pollen and mollusc records for environmental change in central Spain during the mid- and late Holocene. *The Holocene*, 8 (5): 605-612.
- Torija, M.E., Orzáez, M.T., García, M. y Tenorio, M.D. 2004. Análisis físico-químico de las aguas de los Balnearios de Jaraba. *Anales de la Real Academia Nacional de Farmacia*, 70: 497-511.
- Torres, T., Baretino, D., Canoira, L., Cobo, R., García-Cortés, A., Grün, R., Hoyos, M., Juliá, R., Llamas, J., Mansilla, H., Meyer, V., Quintero, I., Soler, V., Valle, V., Brusi, D., Coello, F.J., García-Alonso, P., Guerrero, P., Nestares, T., Peláez, A. y Rodríguez-Alto, N. 1996. *Aportaciones al conocimiento de la Evolución Paleoclimática y Paleoambiental en la Península Ibérica durante los dos últimos millones de años a partir del estudio de travertinos y espeleotemas*. Enresa. Publicación técnica nº 03/96: 118 pp.
- Torres, T., Canoira, L., Cobo, R., Coello, F.J., García-Alonso, P., García-Cortés, A., Hoyos, M., Llamas, J.A., Mansilla, H., Soler, V. y Valle, M. 1995. Travertinos de río Blanco (Soria): edad y evolución. *Geogaceta*, 18. 90-92.
- Torres, T., Canoira, L., Cobo, R., García, P., García Cortés, A., Juliá, R., Llamas, J., Hoyos, M. y Meyer, V., 1994. Aminoestratigrafía y aminozonación de los travertinos fluviales de Priego (Cuenca, España Central). *Geogaceta*, 17: 102-105.
- Torres, T., Ortiz, J.E., García de la Morena, M.A., Llamas, F.J. y Goodfriend, G. 2005. Ostracode-based aminostratigraphy and aminochronology of a tufa system in central Spain. *Quaternary International*, 135: 21-33.
- Tucker, M.E. y Wright, V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications. Oxford. London. 482 pp.
- Turi, B. 1986. Stable isotope geochemistry of travertines: chapter 5. En: Fritz, P., y Fontes, J.C. (Eds.), *The Terrestrial Environment, B, Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, 2. Elsevier, Amsterdam: 207-238.
- Udowski, E., Hoefs, J. y Menschel, G. 1979. Relationship between ^{13}C and ^{18}O fractionation and changes in major element composition in a recent calcite-depositing spring - a model of chemical variations with inorganic CaCO_3 precipitation. *Earth and Planetary Science Letters*, 42: 267-276.
- Valdés, G., Sese, C. y Astibia, M. 1986. Micromamíferos (Rodentia y Lagomorpha) del yacimiento del Mioceno medio de Tarazona de Aragón (Depresión del Ebro, provincia de Zaragoza). *Estudios Geológicos*, 42: 41-55.
- Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Navas, A., Mata, P., Machín, J., Delgado Huertas, A., González Sampériz, P., Schwab, A., Morellón, M., Cheng, H. y Edwards, R.L. 2008. The Taravilla lake and tufa deposits (Central Iberian Range, Spain) as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259: 136-156.
- van Dam, J.A. 2006. Geographic and temporal patterns in the late Neogene (12-3 Ma) aridification of Europe: The use of small mammals as paleoprecipitation proxies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238: 190-218.

- van Dam, J.A. y Weltje, G.J. 1999. Reconstruction of the Late Miocene climate of Spain using rodent palaeocommunity successions: an application of end-member modelling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151: 267-305.
- Vázquez, M., Arenas, C. y Pardo, G. 2001. Caracterización sedimentológica de los depósitos carbonatados de la Muela de Borja (sector central de la Cuenca del Ebro). *Geotemas*, 3 (2): 107-111.
- Vázquez, M., Osácar, M.C., Arenas, C., Sancho, C. y Auqué, L.F. 2005. Variabilidad de la señal isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) del sistema tobáceo actual del Parque del Monasterio de Piedra (provincia de Zaragoza). *Geotemas*, 8: 119-123.
- Vázquez, M., Sancho, C., Arenas, C., Osácar, M.C. y Auqué, L.F. 2004. Medidas volumétricas del crecimiento tobáceo en el Monasterio de Piedra (provincia de Zaragoza). En: Benito, G. y Díez Herrero, A. (Eds.). *Libro de Actas: contribuciones recientes sobre Geomorfología*. VIII Reunión Nacional de Geomorfología, Toledo: 157-164.
- Vázquez-Urbez, M. 2001. *Estratigrafía y sedimentología de la unidad superior de la Muela de Borja (provincia de Zaragoza), Cuenca del Ebro*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza. 169 pp. (Inédito).
- Vázquez-Urbez, M., Arenas, C. y Pardo, G. 2002. Facies fluvio-lacustres de la unidad superior de la Muela de Borja (Cuenca del Ebro): modelo sedimentario. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5 (1-2): 41-54.
- Vázquez-Urbez, M., Arenas, C. y Pardo, G. 2003. Análisis isotópico ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de los depósitos carbonatados del sector de Borja-Tarazona: registro de cambio paleogeográfico en el Mioceno de la Cuenca del Ebro. *Geotemas*, 5: 237-241.
- Vázquez-Urbez, M., Arenas, C., Sancho, C., Osácar, M.C., Auqué, L. y Pardo, G. (enviado). Factors controlling present-day tufa dynamics in the Monasterio de Piedra Natural Park (Iberian Range, Spain): depositional environmental settings, sedimentation rates and hydrochemistry. *Journal Quaternary Research*.
- Vera, J.A. 1994. *Estratigrafía. Principios y métodos*. Editorial Rueda, Madrid. 806 pp.
- Verrecchia, E.P., Freytet, P., Julien, J. y Baltzer, F. 1997. The unusual hydrodynamical behaviour of freshwater oncolites. *Sedimentary Geology*, 113: 225-243.
- Viles, H.A. y Pentecost, A. 2007. Tufa and travertine. En: Nash, D. y McLaren, S. (Eds.), *Geochemical sediments and landscape*. Blackwell, Oxford: 173-199.
- Villalta, J.F., Crusafont, M. y Ruiz de Gaona, M. 1946. El yacimiento de mamíferos fósiles de las Yeseras de Monteagudo (Navarra). *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 16: 157-182.
- Villena, J., González, A., Muñoz, A., Pardo, G. y Pérez, A. 1992. Síntesis estratigráfica del Terciario del borde Sur de la Cuenca del Ebro: unidades genéticas. *Acta Geológica Hispánica*, 27: 225-245. Libro homenaje a Oriol Riba.
- Villena, J., Pardo, G., Pérez, A., Muñoz, A. y González, A. 1996a. The Tertiary of the Iberian margin of the Ebro basin: sequence stratigraphy. En: Friend, P. y Dabrio, C.J. (Eds.), *Tertiary Basins of Spain: the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*. World and Regional Geology, 6. Cambridge University Press, Cambridge: 77-82.
- Villena, J., Pardo, G., Pérez, A., Muñoz, A. y González, A. 1996b. The Tertiary of the Iberian margin of the Ebro basin: paleogeography and tectonic control. En: Friend, P. y Dabrio, C.J. (Eds.), *Tertiary Basins of Spain: the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*. World and Regional Geology, 6. Cambridge University Press, Cambridge: 83-88.
- Villena, J., Pérez, A., Pardo, G. y González, A. 1987. Estudio sedimentológico del Terciario de las hojas de Daroca. Documentación complementaria. Memoria del mapa de síntesis 1:200000, hoja nº 40 (Daroca). IGME. 162 pp.
- Violante, C., Ferreri, V., D'argenio, B. y Golubic, S. 1994. Quaternary travertines at Rochetta a Volturmo (Isernia, Central Italy). Facies analysis and sedimentary model of an organogenic carbonate system. *PreMeeting Fieldtrip Guidebook*, A1, International Association Sedimentologists, Ischia'94, 15th

Regional Meeting, Italy: 3-23.

- Virgili, C. y Pérez-González, A. 1970. Quelques travertins du rebord nord-est du bassin tertiaire du Tage. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 377-378: 53-55.
- Williams, D.F., Thunell, R.C., Tappa, E., Rio, D. y Raffi, I. 1988. Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0-1.88 m.y. B.P. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 64: 221-240.
- Williams, P.F. y Rust, B.R. 1969. The sedimentology of a braided river. *Journal of Sedimentary Geology*, 39 (2): 649-676.
- Wright, V.P. 1990. Lacustrine carbonate. En: Tucker, M.E. y Wright, V.P. (Eds.), *Carbonate sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford: 164-190.
- Wright, V.P. y Alonso-Zarza, A.M. 1992. Significado de la composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) en paleosuelos carbonatados. Mioceno de la Cuenca de Madrid. *Geogaceta*, 11: 61-63.
- Wright, V.P. y Tucker, M.E. 1991. Calcretes: an introduction. En: Wright, V.P. y Tucker, M.E. (Eds), *Calcrete*, Blackwell Scientific Publications, Oxford: 1-22.
- Yoshimura, K., Liu, Z., Cao, J., Yuan, D., Inokura, Y. y Noto, M. 2004. Deep source CO_2 in natural waters and its role in extensive tufa deposition in the Huanglong Ravines, Sichuan, China. *Chemical Geology*, 205: 141-153.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. y Billups, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in Global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686-693.
- Zamarreño, I., Anadón, P. y Utrilla, R. 1997. Sedimentology and isotopic composition of Upper Paleocene to Eocene non-marine stromatolites, eastern Ebro Basin, NE Spain. *Sedimentology*, 44: 159-176.



Caracterización y significado ambiental de depósitos tobáceos neógenos en la Cuenca del Ebro.
Comparación con ambientes Cuaternarios (Anexos)

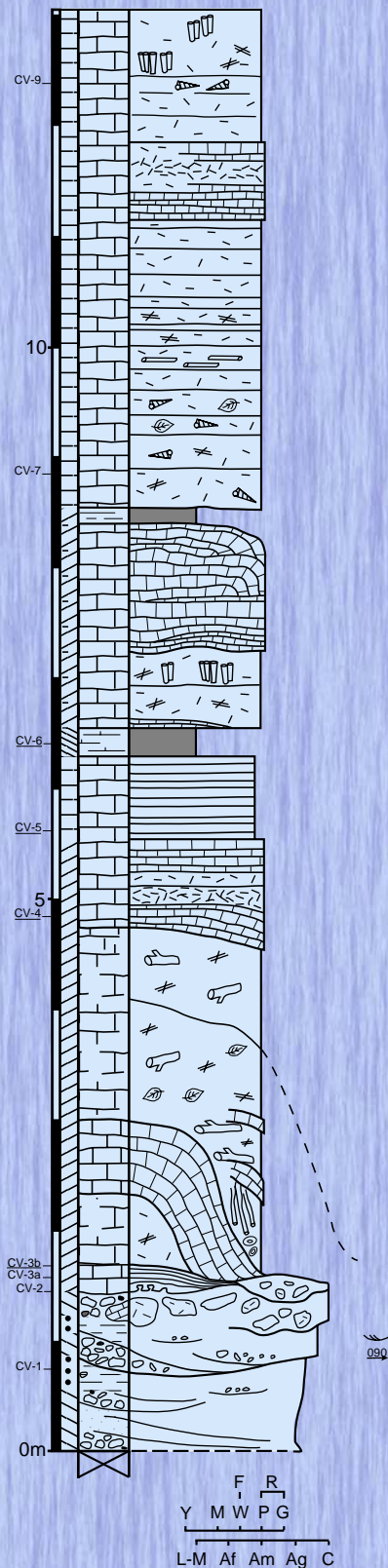
Marta Vázquez Urbez

2008

Estratigrafía

Ciencias de la Tierra

Universidad de Zaragoza



Tesis Doctoral

ANEXO

PERFILES ESTRATIGRÁFICOS

PERFILES ESTRATIGRÁFICOS LEVANTADOS EN EL SECTOR DE BORJA-TARAZONA

Figuras fuera de texto

Perfil de Lugar (fig. 2.5)

Perfil de Lugar Sur (fig. 2.6)

Perfil de Borja (fig. 2.7)

Perfil de Vulcafrailes (fig. 2.8)

Perfil de Caragüelles Sur (fig. 2.9)

Perfil de Los Traches (fig. 2.10)

Perfil de Valdebelengue (fig. 2.11)

Perfil de Bracicos (fig. 2.12)

Perfil de Matamala (fig. 2.13)

Perfil de La Ermita de San Roque (fig. 2.14)

Perfil de Boquerón Norte (fig. 2.15)

Perfil de Puntal del Peñasco (fig. 2.16)

Perfil de El Moncín (fig. 2.17)

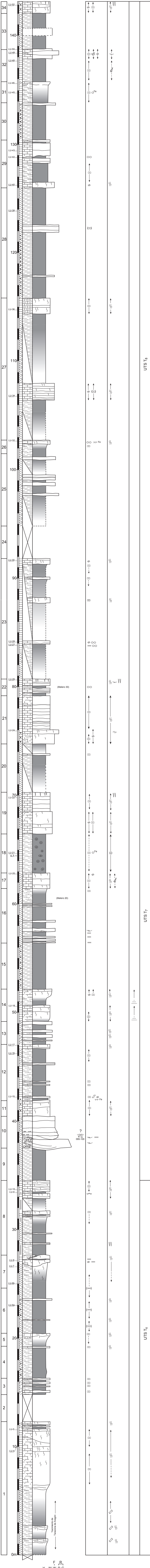
Perfil de El Calvario (fig. 2.18)

Perfil de La Zarzuela (fig. 2.19)

Perfil de Codazamarrera (fig. 2.20)

PERFIL DE LUGAR

(fig. 2.5)

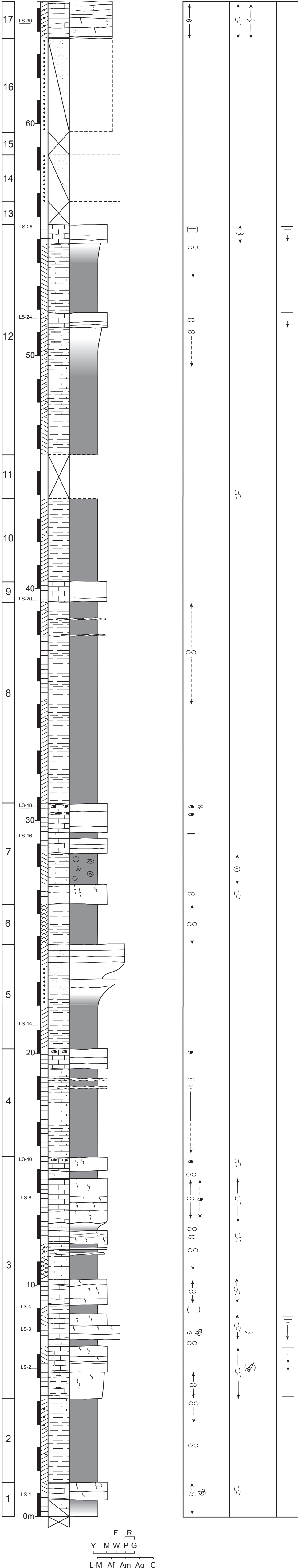


UTS T₈

UTS T₇

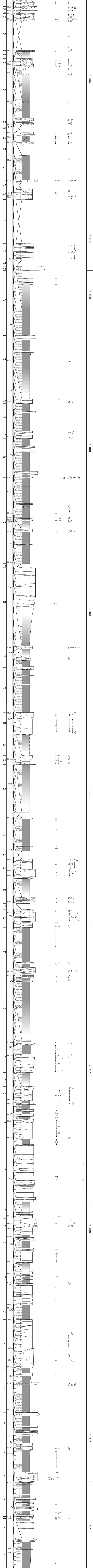
UTS T₆

PERFIL DE LUGAR SUR
(fig. 2.6)



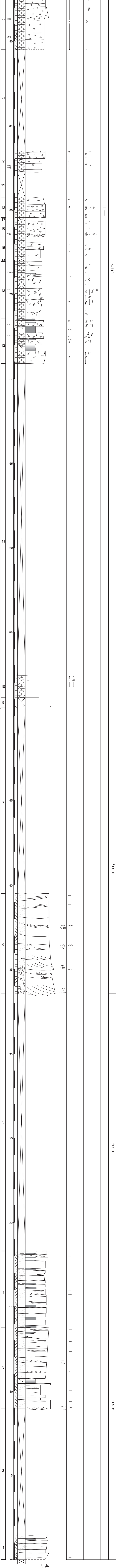
F R
Y M W P G
L-M Af Am Ag C

PERFIL DE BORJA
(fig. 2.7)

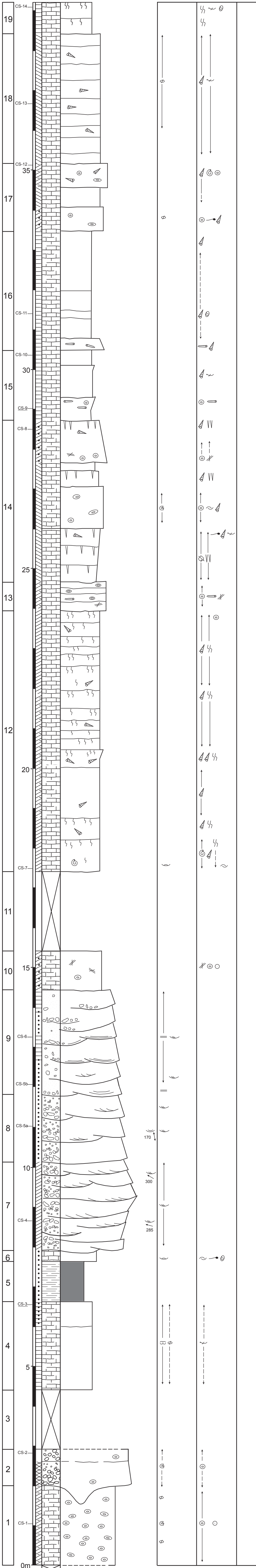


PERFIL DE VULCAFRRAILES

(fig. 2.8)

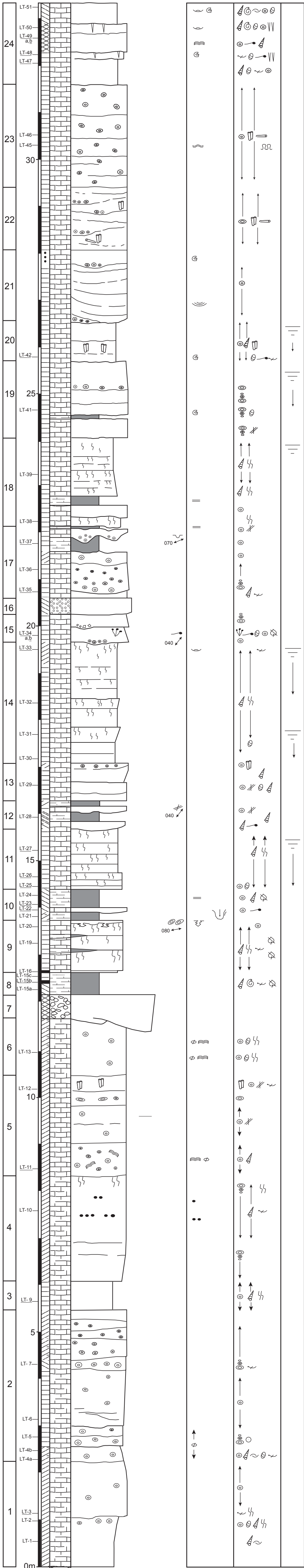


PERFIL DE CARAGÜELLES SUR
(fig. 2.9)



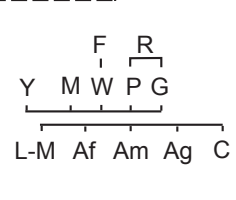
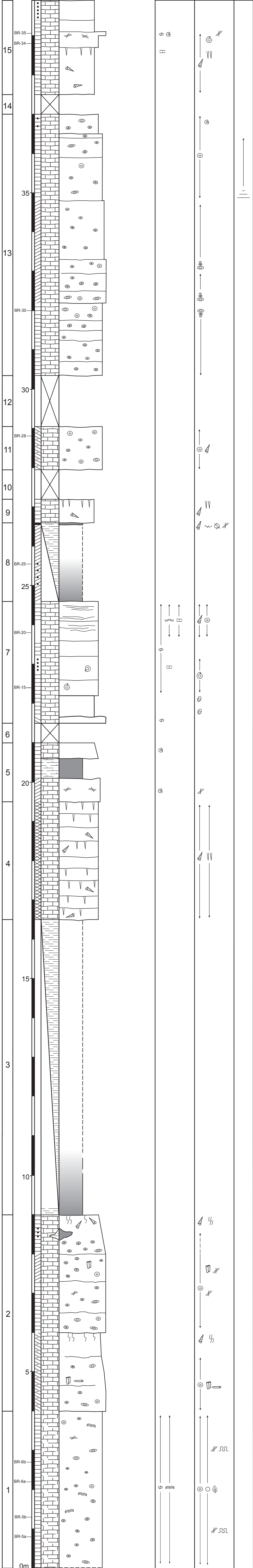
F R
Y M W P G
L-M Af Am Ag C

PERFIL DE LOS TRACHES
(fig. 2.10)

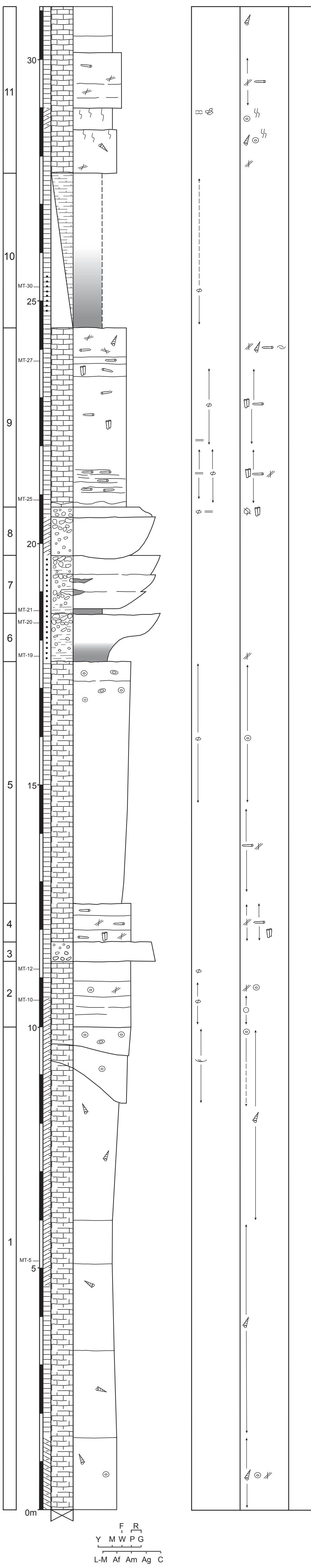


F R
Y M W P G
L-M Af Am Ag C

PERFIL DE BRACICOS
(fig. 2.12)

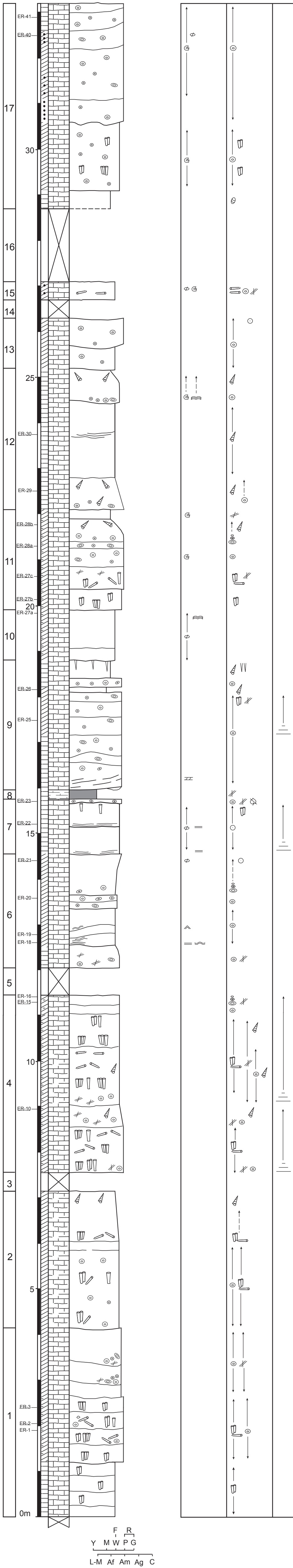


PERFIL DE MATAMALA
(fig. 2.13)

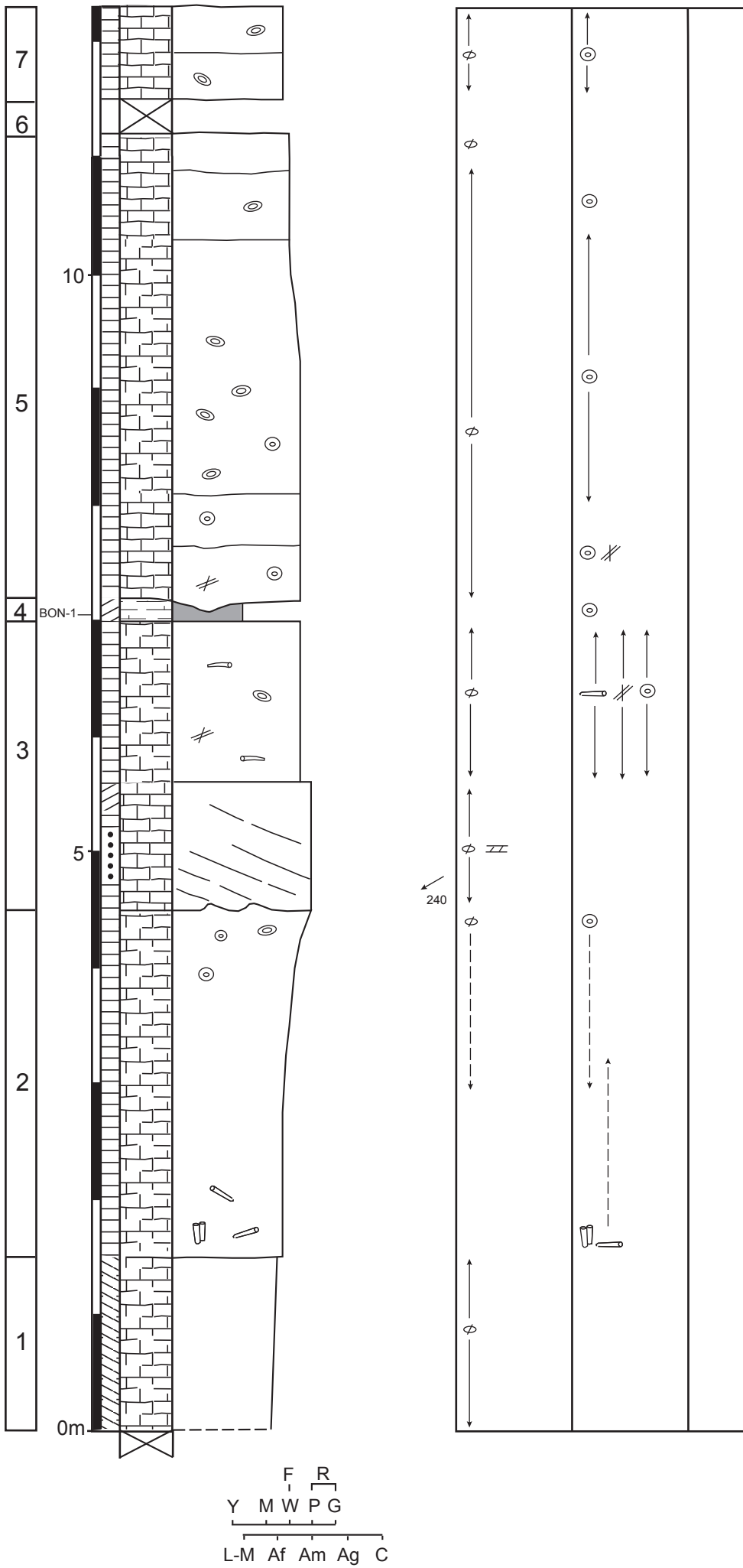


F R
Y M W P G
L-M Af Am Ag C

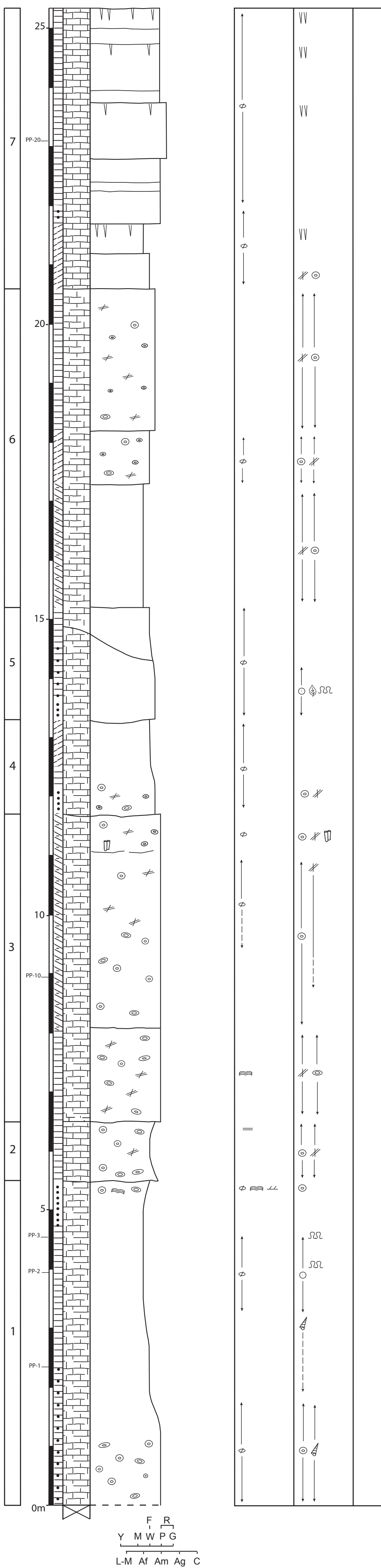
PERFIL DE LA ERMITA DE SAN ROQUE
(fig. 2.14)



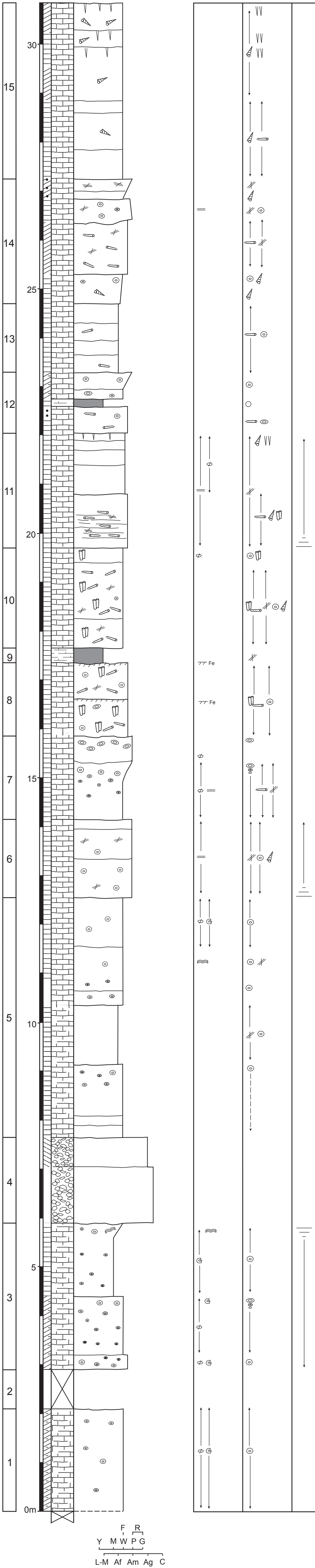
PERFIL DEL BOQUERÓN (fig. 2.15)



PERFIL DEL PUNTAL DEL PEÑASCO
(fig. 2.16)

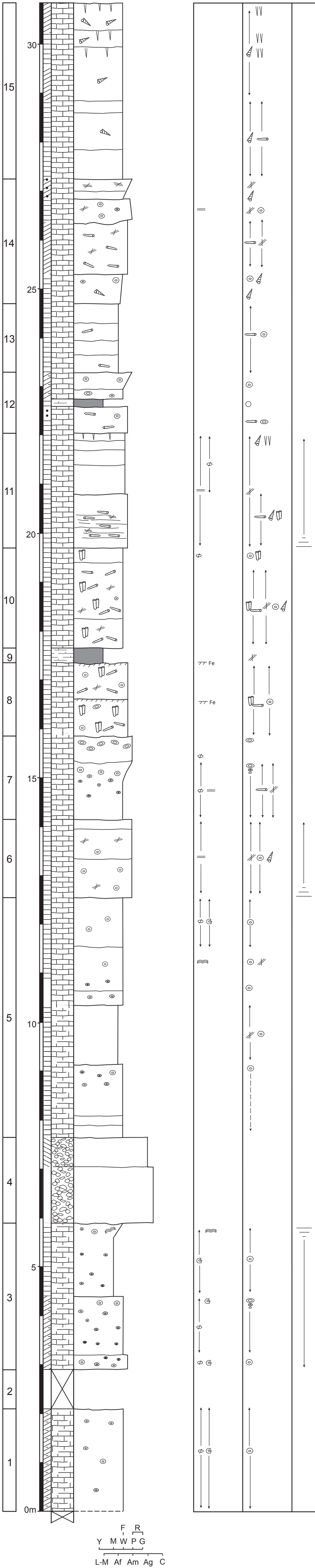


PERFIL DE EL MONCÍN
(fig. 2.17)

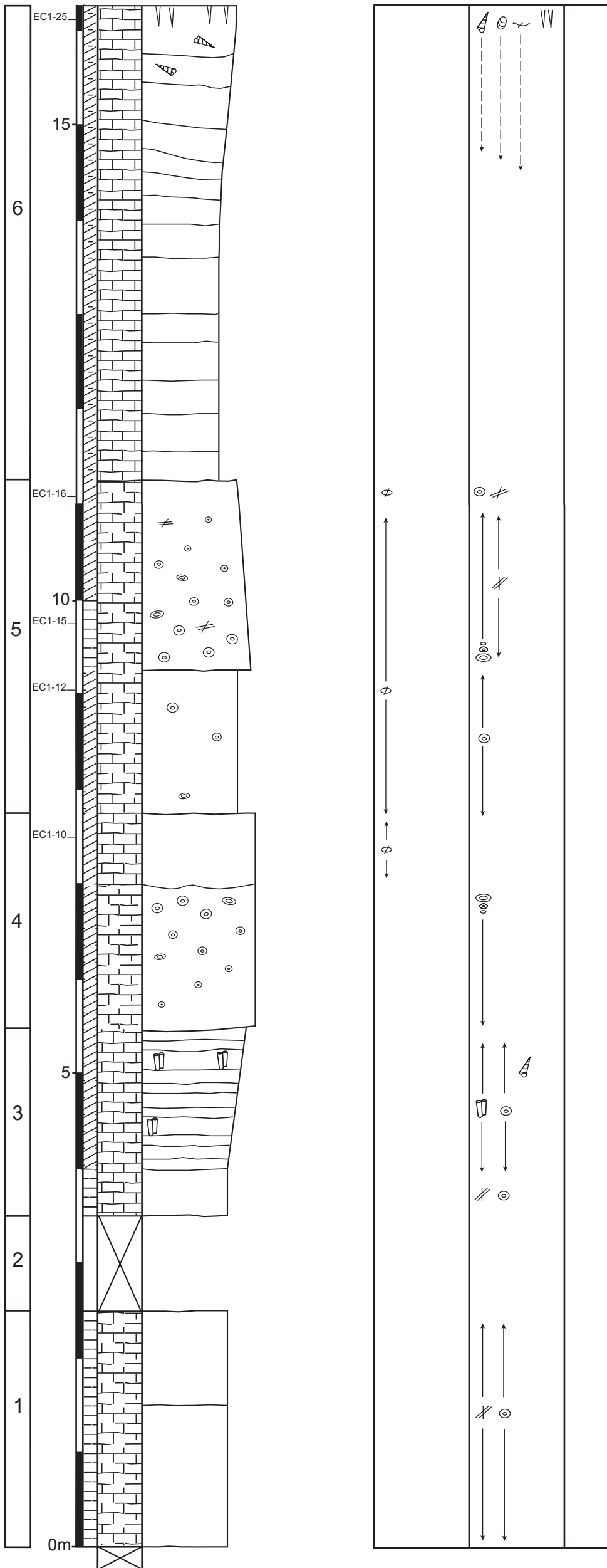


F R
Y M W P G
L-M Af Am Ag C

PERFIL DE EL MONCÍN
(fig. 2.17)

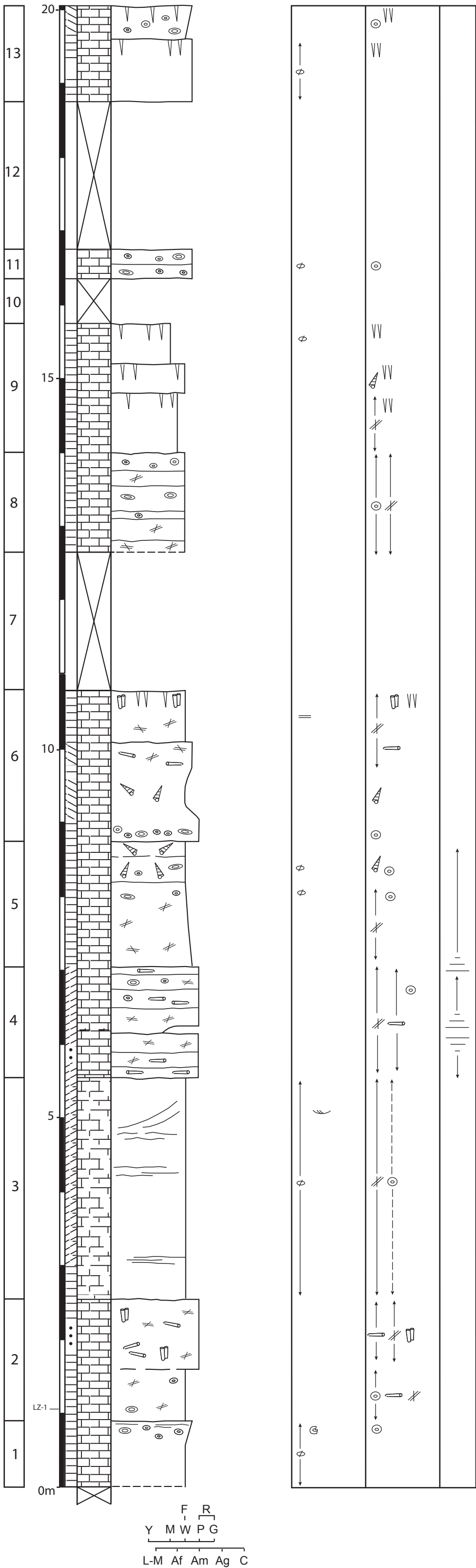


PERFIL DE EL CALVARIO
(fig. 2.18)

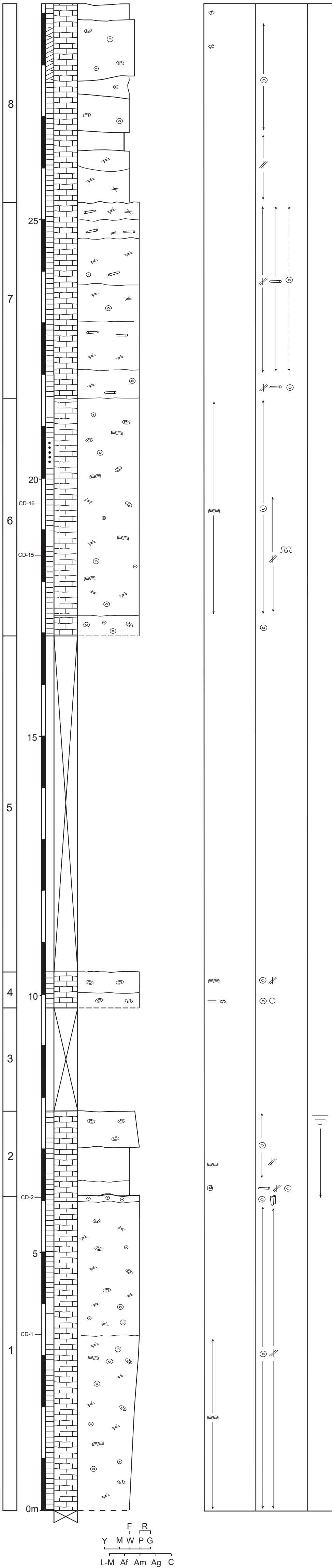


F R
Y M W P G
L-M Af Am Ag C

PERFIL DE LA ZARZUELA
(fig. 2.19)



PERFIL DE CODAZAMARRERA
(fig. 2.20)



F R
Y M W P G
L-M Af Am Ag C

PERFILES ESTRATIGRÁFICOS LEVANTADOS EN LOS DEPÓSITOS TOBÁCEOS DE LOS RÍOS PIEDRA Y MESA

Figuras fuera de texto

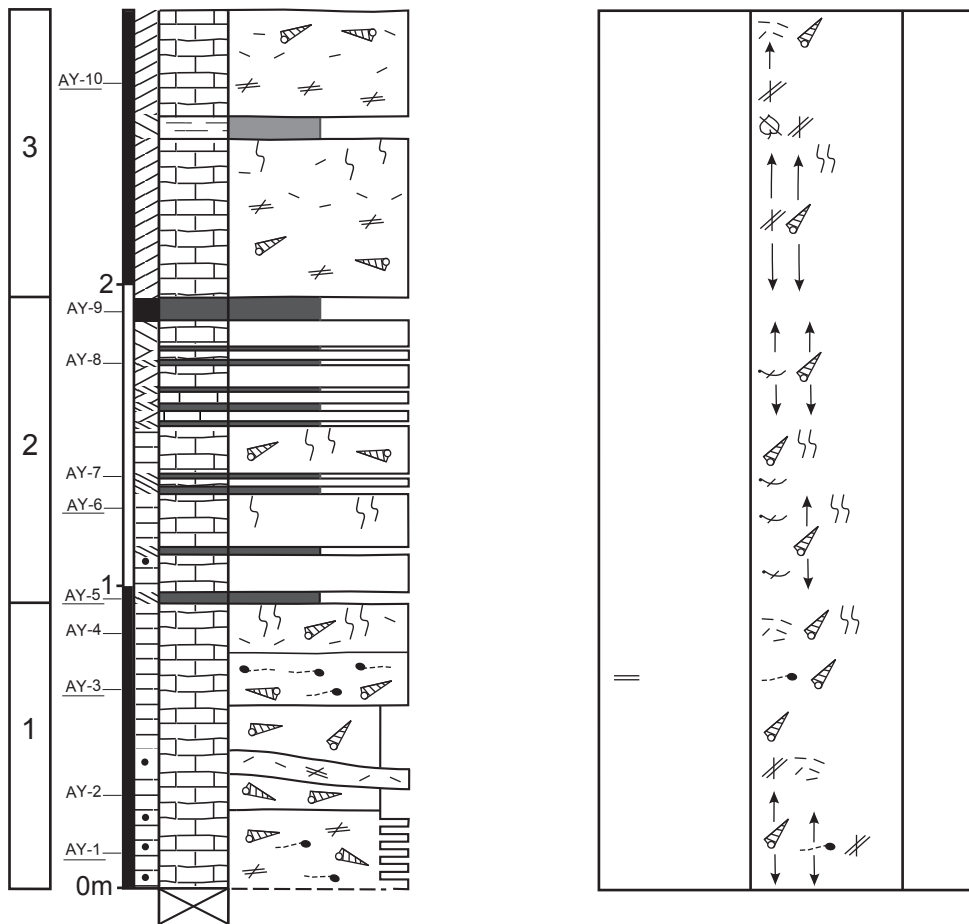
Río PIEDRA

- Perfil del Arco de la Yedra (fig. 7.2)
- Perfil de La Requijada Sur 0 (fig. 7.3)
- Perfil de La Requijada Sur 1 (fig. 7.5)
- Perfil de La Requijada Sur 2 (fig. 7.6)
- Perfil del Barranco de Los Arcos 1 (fig. 7.7)
- Perfil del Barranco de Los Arcos 2 (fig. 7.8)
- Perfil de Peña del Diablo (fig. 7.9)
- Perfil de la Ermita La Blanca (fig. 7.10)
- Perfil de Nuévalos Viejo (fig. 7.11)

Río MESA

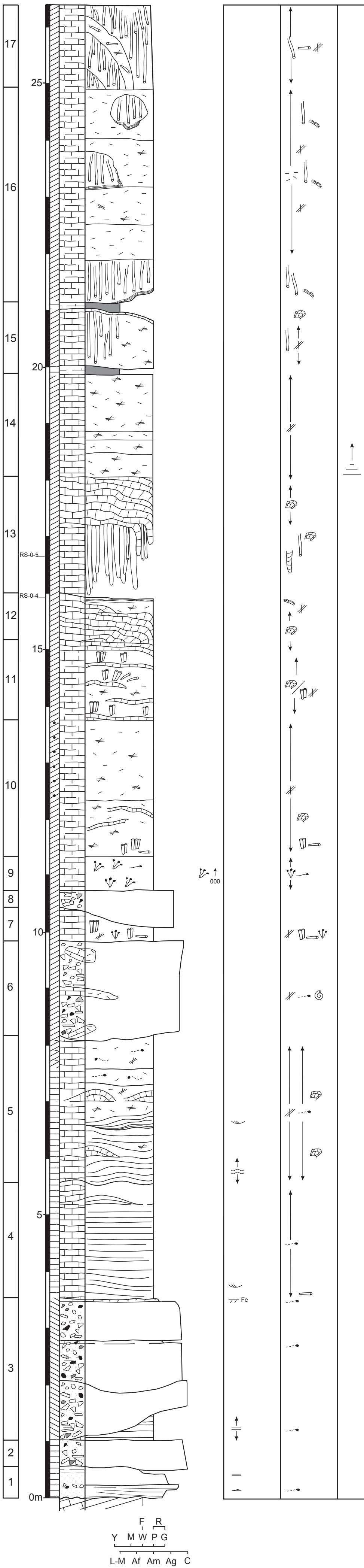
- Perfil de Jesús Nazareno Oeste (fig. 7.12)
- Perfil de Jesús Nazareo Este (fig. 7.14)
- Perfil de Los Villarejos Norte (fig. 7.15)
- Perfil de Casas de los Villarejos (fig. 7.16)
- Perfil de La Rinconada (fig. 7.17)

PERFIL DEL ARCO DE LA YEDRA (fig. 7.2)



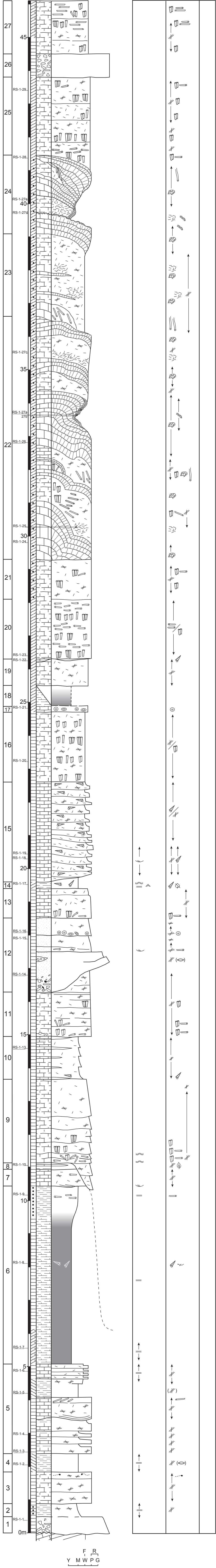
F R
 | |
 Y M W P G
 └───┬───┘
 L-M Af Am Ag C

PERFIL DE LA REQUIJADA SUR 0
(fig. 7.3)

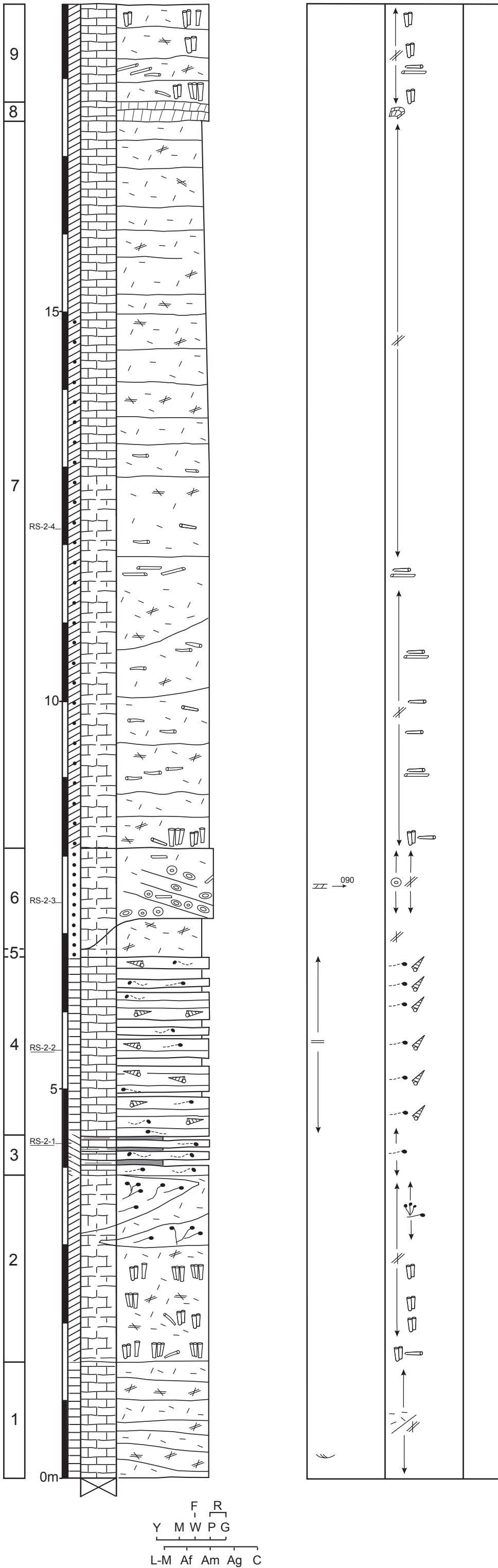


PERFIL DE LA REQUIJADA SUR 1

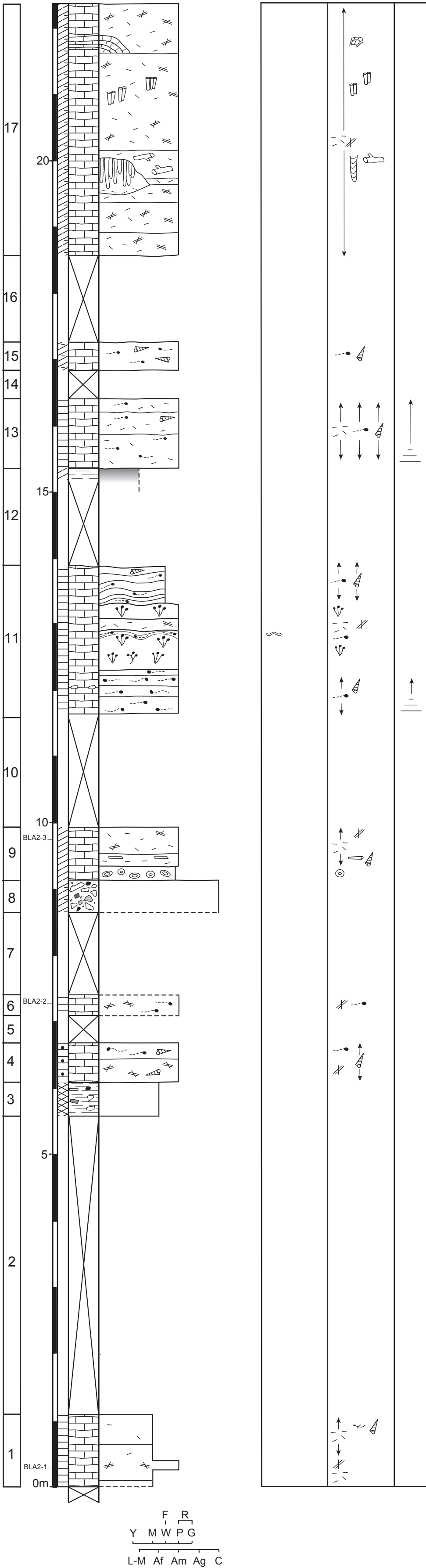
(fig. 7.5)



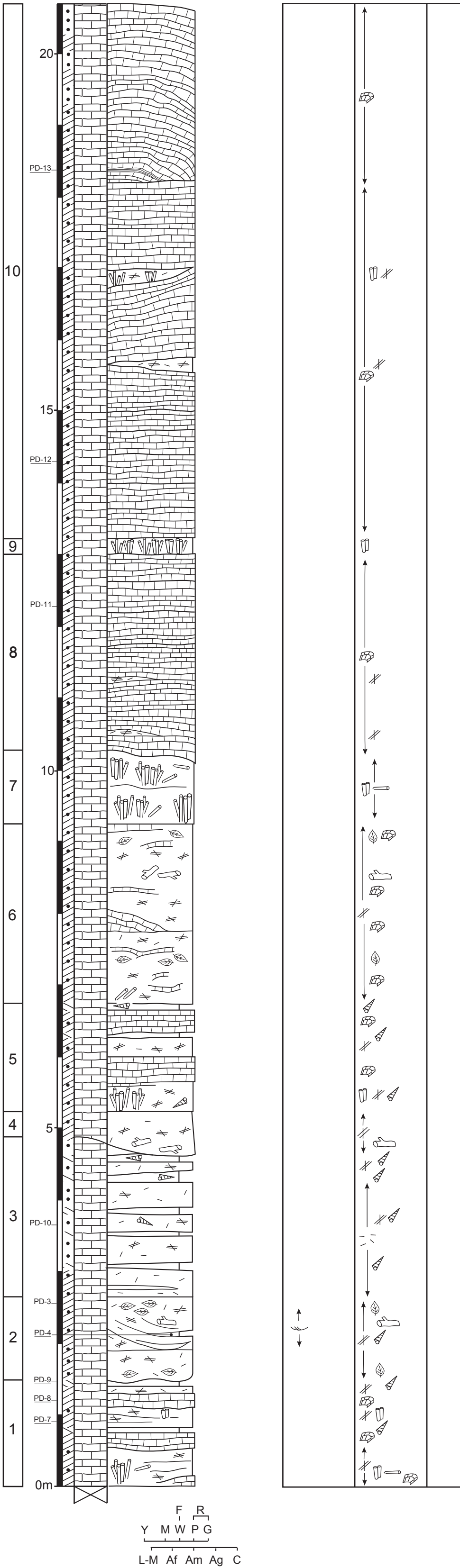
PERFIL DE LA REQUIJADA SUR 2
(fig. 7.6)



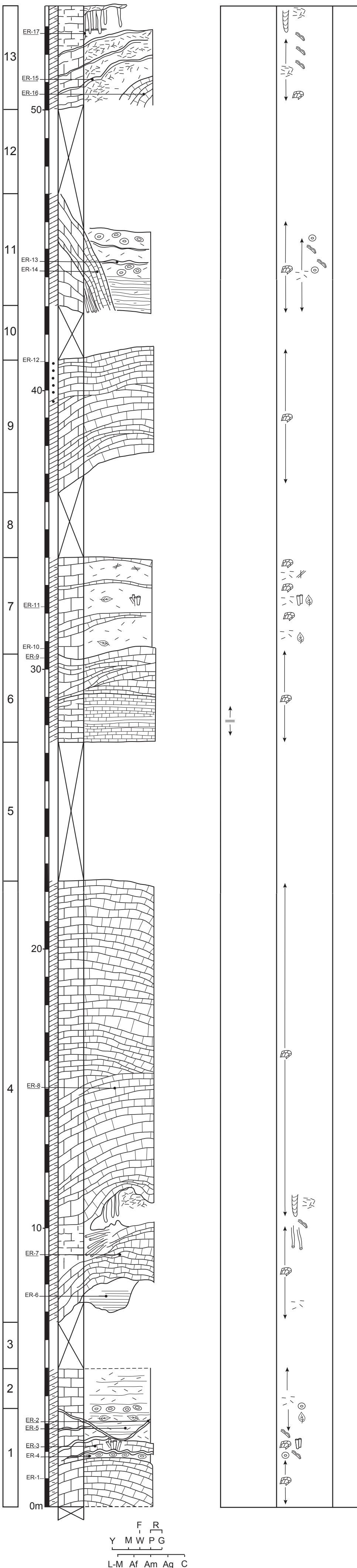
PERFIL DEL BARRANCO DE LOS ARCOS 2
(fig. 7.8)



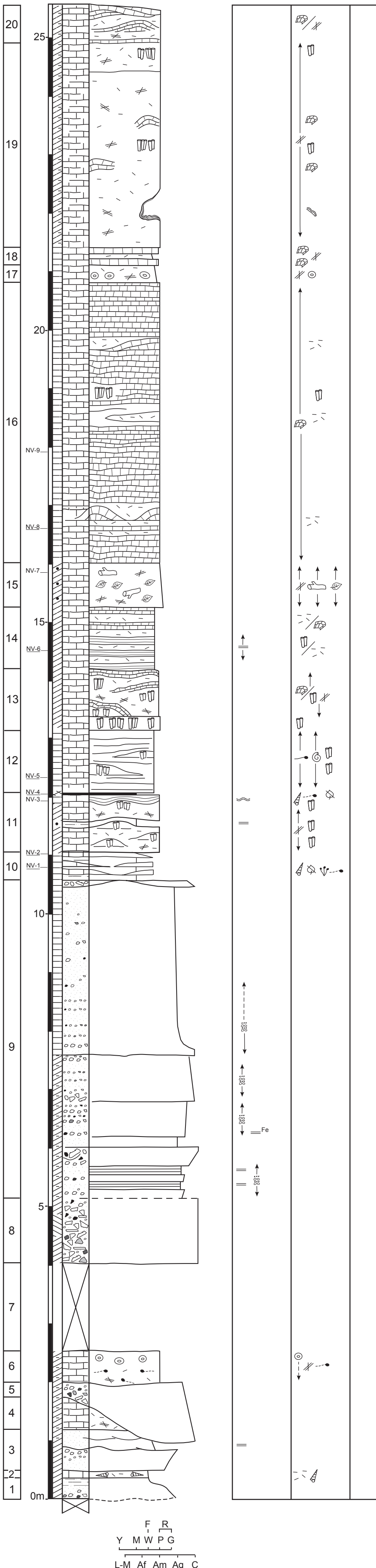
PERFIL DE PEÑA DEL DIABLO
(fig. 7.9)



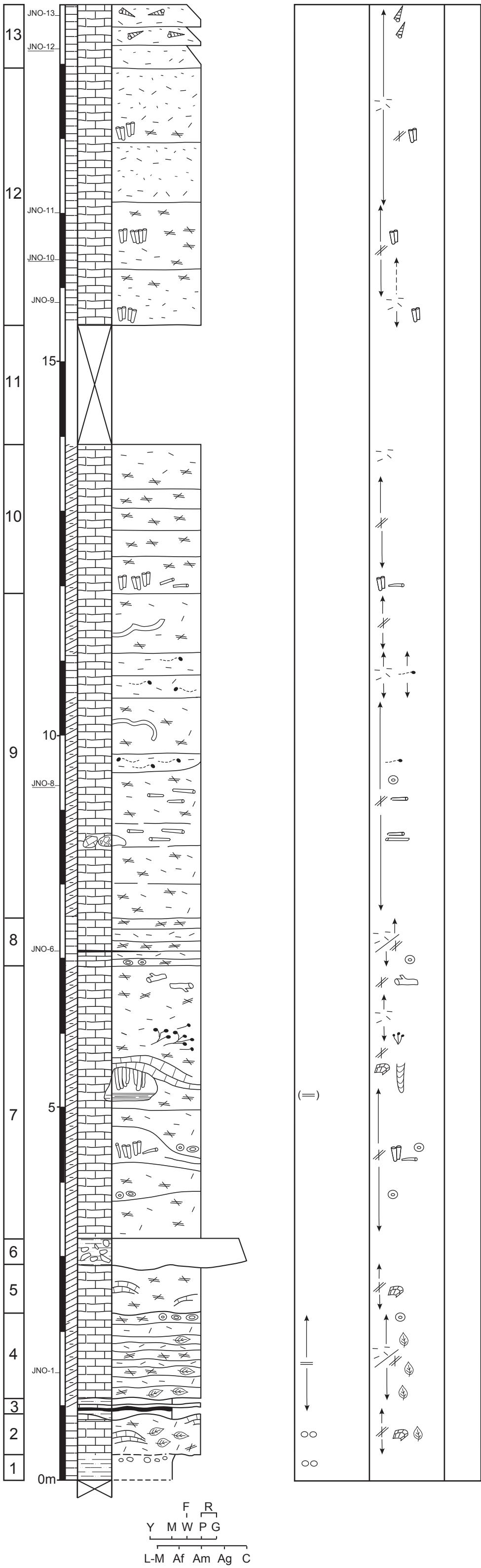
PERFIL DE LA ERMITA LA BLANCA
(fig. 7.10)



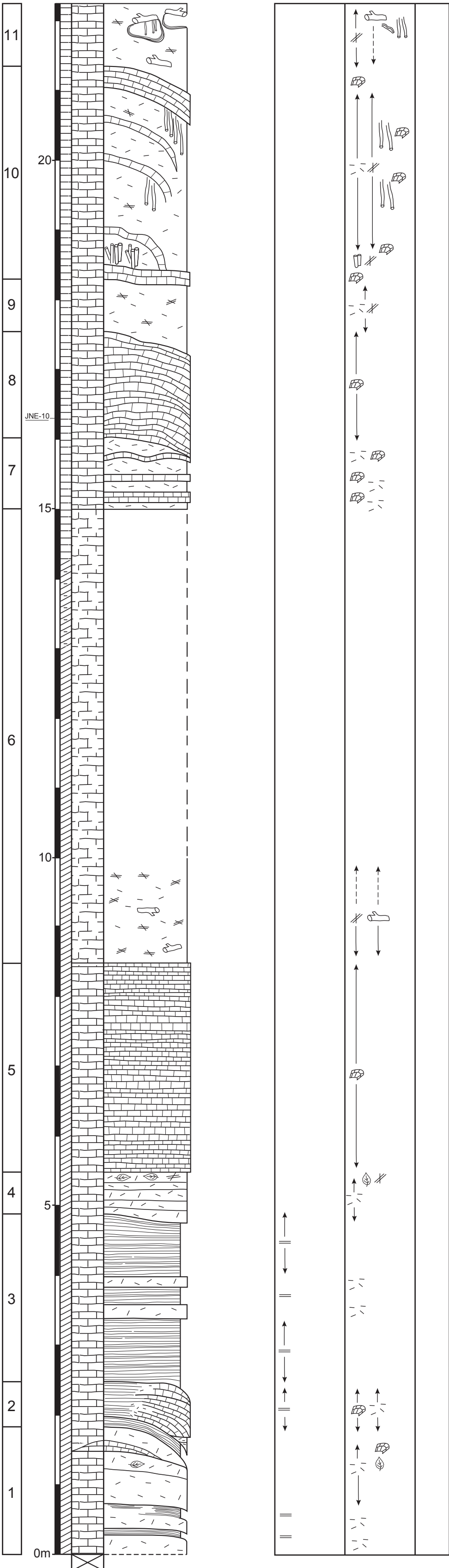
PERFIL DE NUÉVALOS VIEJO
(fig. 7.11)



PERFIL DE JESÚS NAZARENO OESTE
(fig. 7.12)

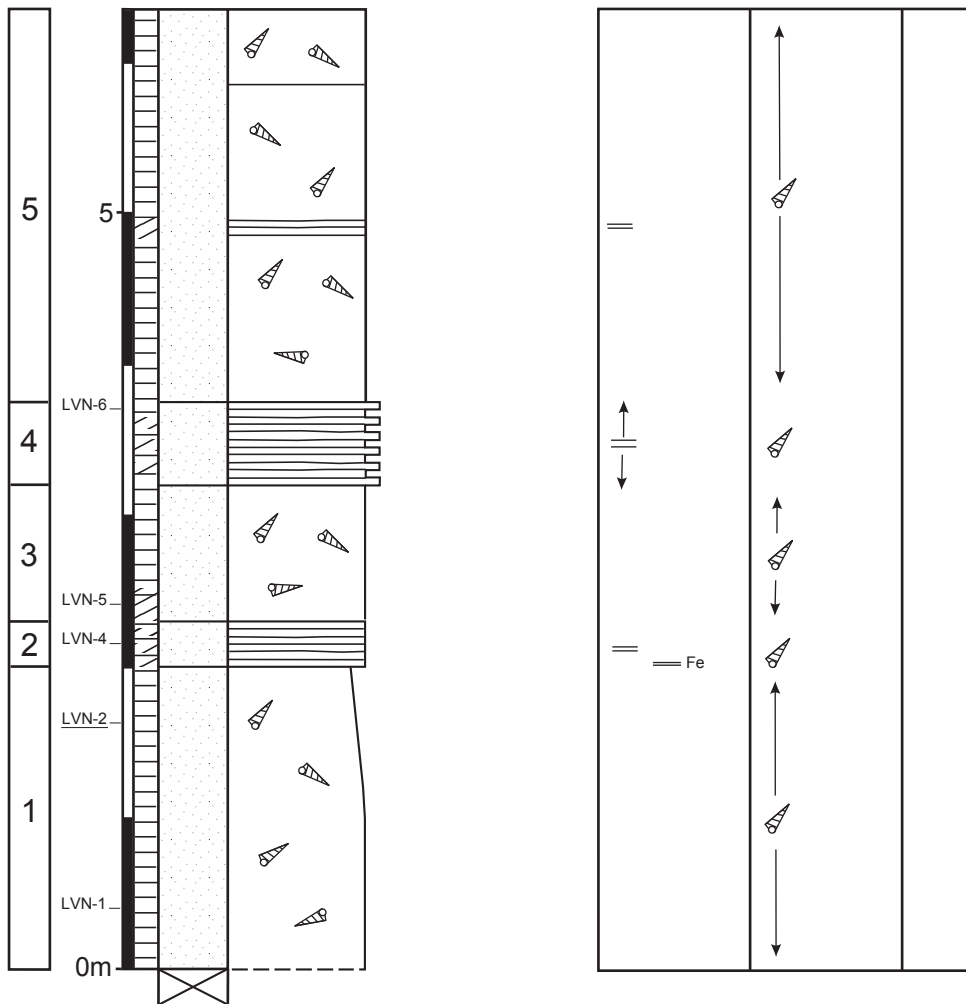


PERFIL DE JESÚS NAZARENO ESTE
(fig. 7.14)



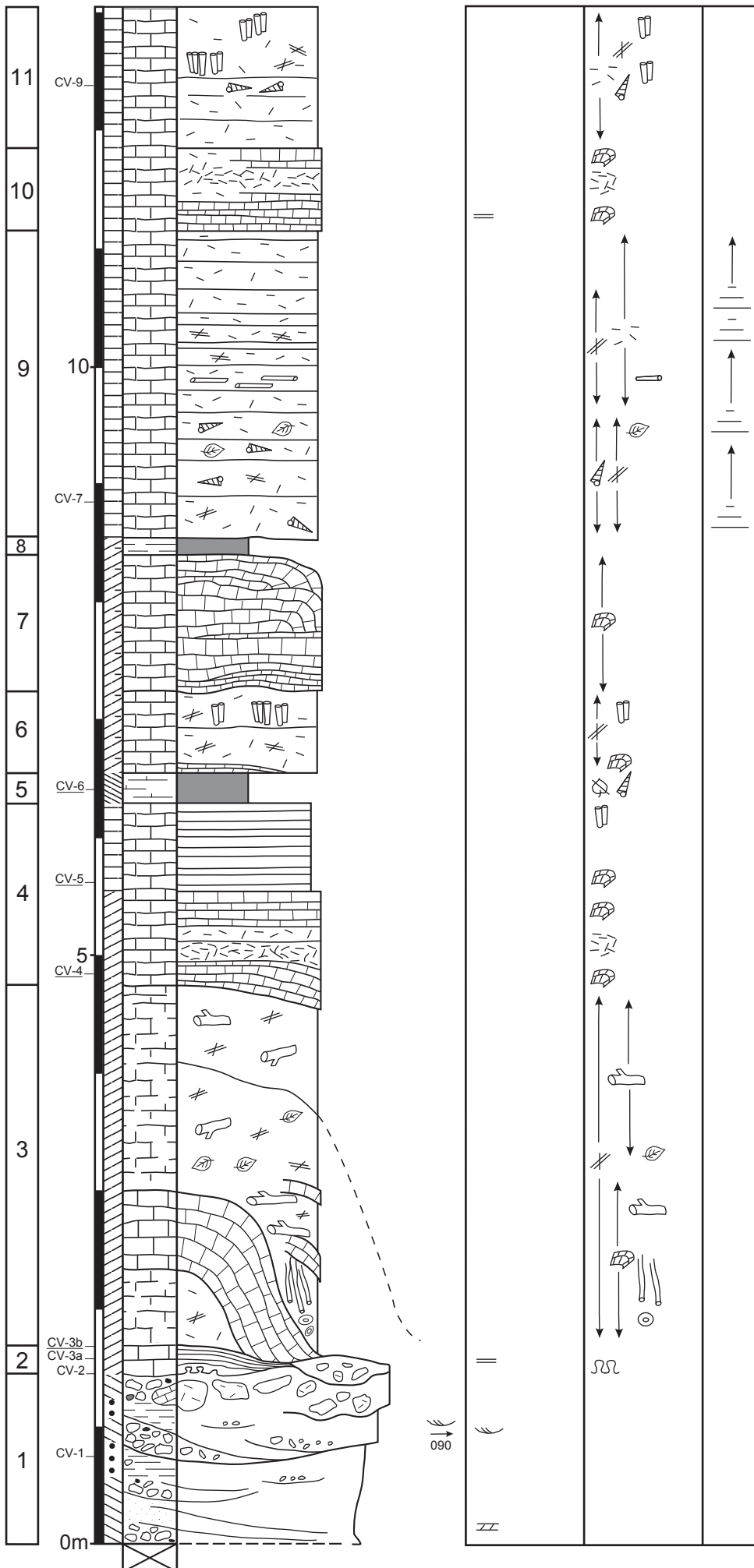
F R
Y M W P G
L-M Af Am Ag C

PERFIL DE LOS VILLAREJOS NORTE (fig. 7.15)



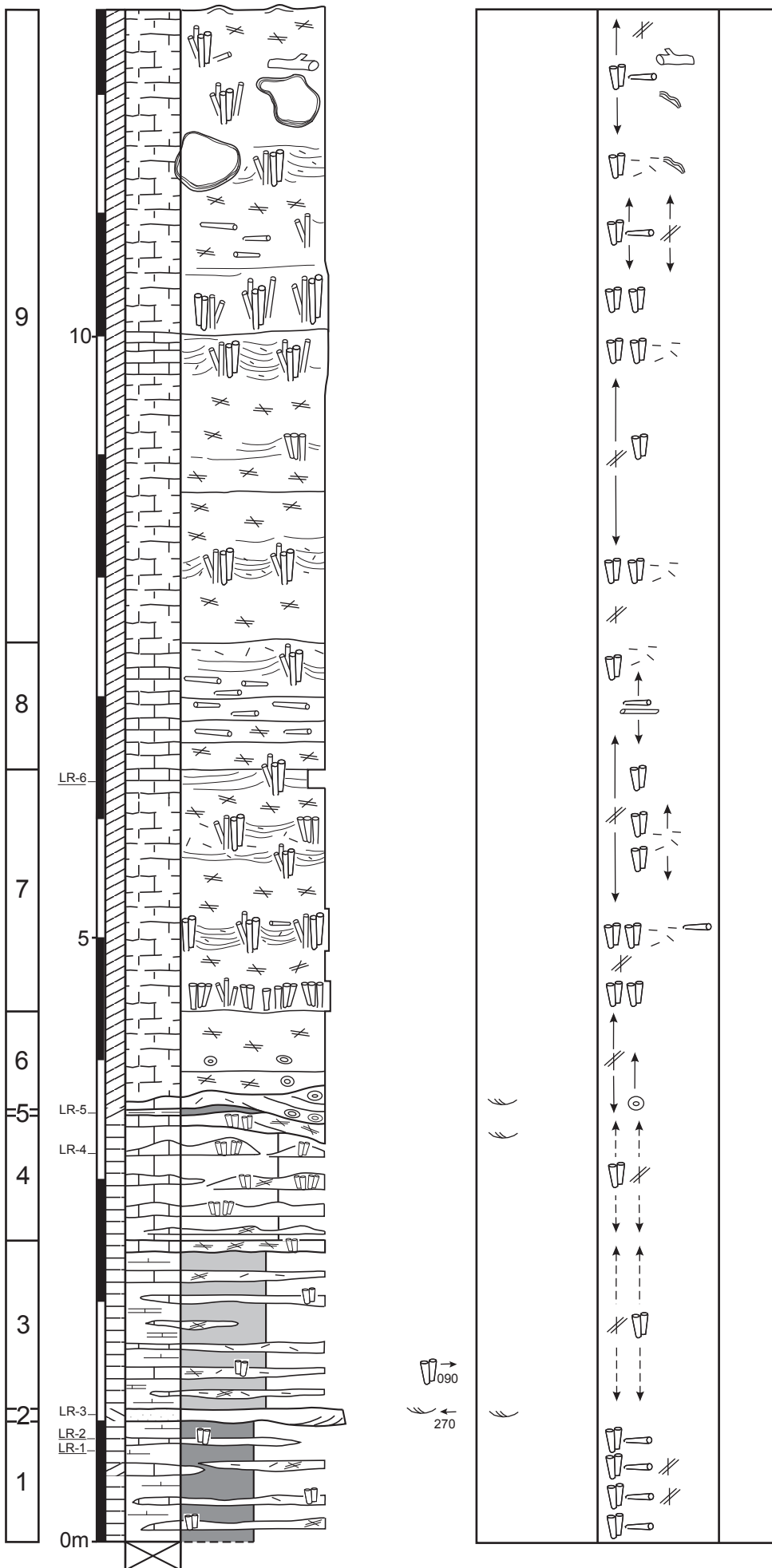
F R
 | |
 Y M W P G
 ───┬───┬───┬───┬───┬───
 L-M Af Am Ag C

PERFIL CASAS DE LOS VILLAREJOS (fig. 7.16)



F R
 Y M W P G
 L-M Af Am Ag C

PERFIL DE LA RINCONADA
(fig. 7.17)



F R
Y M W P G
L-M Af Am Ag C

