

FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFÍA Y PALEONTOLOGÍA



TESIS DOCTORAL

CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTARIO DE LOS
YACIMIENTOS DE GRANDES MAMÍFEROS DEL SECTOR
CENTRAL DE LA CUENCA DE GUADIX
(CORDILLERA BÉTICA)



SILA PLA PUEYO
UNIVERSIDAD DE GRANADA
2009

Editor: Editorial de la Universidad de Granada
Autor: Sila Pla Pueyo
D.L.: GR. 2651-2009
ISBN: 978-84-692-4179-0

A menudo los viejos caminos nos ayudan a descubrir nuevos mundos...

FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFÍA Y PALEONTOLOGÍA



TESIS DOCTORAL

CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTARIO DE LOS
YACIMIENTOS DE GRANDES MAMÍFEROS DEL SECTOR
CENTRAL DE LA CUENCA DE GUADIX
(CORDILLERA BÉTICA)

VºBº de los directores

Fdo.: C. Viseras Alarcón
Catedrático de Estratigrafía
Dpto. de Estratigrafía y Paleontología
Universidad de Granada

Fdo.: A. Arribas Herrera
Investigador Titular
Dpto. de Investigación en Recursos Geológicos
Instituto Geológico y Minero de España

Fdo.: J.M. Soria Mingorance
Profesor Titular de Estratigrafía
Departamento de Ciencias de la Tierra
Universidad de Alicante

*Memoria que presenta Dña. Sila Pla Pueyo
para optar al grado de Doctora en Geología
Fdo.: Sila Pla Pueyo*

UNIVERSIDAD DE GRANADA
2009

ÍNDICE

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS.....	13
RESUMEN.....	19
ABSTRACT.....	23
I. INTRODUCCIÓN.....	27
I.1. Justificación del estudio	29
I.2. Encuadre geográfico de la zona de trabajo.....	30
I.3. La Cuenca de Guadix en el contexto de la Cordillera Bética	32
I.3.1. La Cordillera Bética	32
I.3.1.1. Zonas Internas Béticas	34
I.3.1.2. Complejo del Campo de Gibraltar	34
I.3.1.3. Zonas Externas Béticas	34
I.3.1.4. Cuencas neógeno-cuaternarias béticas	35
I.3.2. La Cuenca de Guadix: génesis y evolución.....	37
I.3.2.1. Etapa de relleno marino	41
I.3.2.2. Etapa de transición marina-continental	42
I.3.2.3. Etapa continental	42
I.3.2.3.1. <i>Sedimentación continental en la Cuenca de Guadix</i>.....	42
I.3.2.3.2. <i>Sedimentación continental en el sector estudiado</i>.....	46
I.4. Estado del conocimiento sobre la Cuenca de Guadix	46
I.4.1. Estudios estratigráficos y sedimentológicos previos en la Cuenca de Guadix	46
I.4.1.1. Estudios hasta 1970.....	47
I.4.1.2. Desde 1970 hasta 1991	49
I.4.1.3. Desde 1991 hasta la actualidad.....	50
I.4.2. Estudios paleontológicos en la Cuenca de Guadix.....	51
I.4.3. El proyecto Fonelas	55
I.5. Objetivos	56
I.5.1. Objetivos de índole estratigráfica	56
I.5.2. Objetivos referentes a la sedimentología y la petrología sedimentaria	57
I.5.3. Objetivos en relación directa con los yacimientos del Proyecto Fonelas	58
I.5.4. Objetivos para determinar la influencia de procesos alocíclicos.....	58
I.6. Metodología y técnicas de estudio empleadas	58
I.6.1. Cartografía litoestratigráfica.....	58

I.6.1.1. Métodos de campo.....	58
I.6.1.2. Métodos de gabinete.....	59
I.6.2. Estratigrafía y sedimentología.....	59
I.6.2.1. Métodos de campo	59
I.6.2.2. Métodos de gabinete.....	60
I.6.3. Petrología de carbonatos.....	60
I.6.3.1. Métodos de campo.....	60
I.6.3.2. Métodos de laboratorio.....	60
I.6.3.3. Métodos de gabinete.....	60
I.6.4. Magnetoestratigrafía.....	61
I.6.4.1. Métodos de campo.....	61
I.6.4.2. Métodos de laboratorio.....	61
I.6.4.3. Métodos de gabinete.....	62
I.6.5. Ciclicidad sedimentaria.....	62
I.6.5.1. Métodos de campo.....	62
I.6.5.2. Métodos de gabinete	63
I.6.5.2.1. <i>Marco teórico</i>	63
I.6.5.2.2. <i>Procesado de los datos</i>	64
II. ESTRATIGRAFÍA.....	65
II. 1. Cuestiones generales.....	67
II.1.1. Nomenclaturas estratigráficas	67
II.1.2. Escalas cronoestratigráficas.....	68
II.1.2.1. Escala bioestratigráfica utilizada	68
II.1.2.2. Escala magnetoestratigráfica utilizada	70
II.2. Arquitectura estratigráfica del sector central de la Cuenca de Guadix	75
II.2.1. Litoestratigrafía	75
II.2.1.1. Identificación de áreas fuente de sedimentos	75
II.2.1.2. Composición litológica característica de los sedimentos de cada sistema de drenaje.....	77
II.2.1.3. Conjuntos sedimentarios diferenciados en el mapa litoestratigráfico	78
II.2.1.4. Secciones estratigráficas levantadas	79
II.2.1.4.1. Zona occidental	81
- <i>BB-1 (Barranco de Belerda-1)</i>	81
- <i>FPB-4 (Fonelas Puente de Belerda-4)</i>	82
- <i>T-1 (Torreón-1)</i>	84
- <i>FP-1 (Fonelas Pocico-1)</i>	84
- <i>FSCC-1 (Fonelas Solana Cortijo del Conejo-1)...</i>	84
- <i>FBP-SVY-1 (Fonelas Barranco de las Palomas- Solana Vereda de las Yeguas-1)</i>	86
- <i>HC-1 (Huélago Carretera-1)</i>	87

- <i>G-1 (Garandul-1)</i>	88
II.2.1.4.2. Zona septentrional	89
- <i>M-2 (Mencal-2)</i>	89
- <i>M-9 (Mencal-9)</i>	89
- <i>M-3-5 (Mencal-3-5)</i>	90
II.2.1.4.3. Zona oriental	91
- <i>MB-1 (Meseta de Bacaire-1)</i>	91
- <i>AN-1 (Álamos Negros-1)</i>	92
- <i>ST-1 (San Torcuato-1 y EM-1 (El Monje-1)</i>	93
- <i>SZ-1 (Solana del Zamborino-1)</i>	94
II.2.1.5. Correlación litoestratigráfica	94
II.2.2. Cronoestratigrafía	95
II.2.2.1. Armazón bioestratigráfico	95
II.2.2.2. Magnetoestratigrafía	97
II.2.3. Esquemas lito, bio y magnetoestratigráficos	104
III. SEDIMENTOLOGÍA Y PETROLOGÍA SEDIMENTARIA	109
III.1. Categorías de secuencias y de elementos arquitectónicos	111
III.2. Análisis de litofacies simples (orden 1)	114
III.2.1. Litofacies lutíticas	114
III.2.2. Litofacies carbonatadas	118
III.3. Análisis de elementos arquitectónicos s.s. (orden 2)	128
III.3.1. Elementos siliciclásticos	132
III.3.1.1. Canales de gravas y arenas (SCw)	132
III.3.1.2. Canales arenosos (SCn)	134
III.3.1.3. Canales amalgamados (SCa)	136
III.3.1.4. Canales con alas en forma de V (SCv)	136
III.3.1.5. Complejos canaliformes pseudotabulares (SCp)	140
III.3.1.6. Cuerpos tabulares (SUt)	140
III.3.1.7. Capas de brechas (Sub)	142
III.3.1.8. Lentes plano-convexas (SUI)	143
III.3.1.9. Paquetes lutítico-margosos (FTm)	144
III.3.1.10. Capas arenoso-arcillosas grises (FTg)	145
III.3.1.11. Capas arenoso-arcillosas rojas (FTr)	147
III.3.2. Elementos carbonatados	148
III.3.2.1. Cuerpos carbonatados palustres (CPm)	148
III.3.2.2. Calcretas pedogénicas (CCp)	153
III.3.2.3. Tobas palustres (CTp)	158
III.3.2.4. Tobas de barrera (CTb)	162
III.4. Análisis de secuencias (orden 3) y modelos sedimentarios	165
III.4.1. Sistema Axial	165
III.4.1.1. Unidad V	165
III.4.1.2. Unidad VI	172

III.4.2. Sistema Transversal Interno	174
III.4.3. Sistema Transversal Externo	177
III.4.3.1. Unidad V.....	178
III.4.3.2. Unidad VI	179
III.5. Contexto sedimentario de los yacimientos de macromamíferos del Proyecto Fonelas.....	180
III.5.1. FPB-4	180
III.5.2. FP-1	180
III.5.3. FSCC-3 y FSCC-2	182
III.5.4. FSCC-1	182
III.5.5. FBP-SVY-1	182
III.5.6. M-2	183
III.5.7. M-8 y M-9	183
III.5.8. M-3, M-4 y M-5	183
III.5.9. FST-1	184
IV. CONTROLES ALOGÉNICOS SOBRE LA SEDIMENTACIÓN	185
IV.1. Relaciones tectónica-sedimentación	187
IV.1.1. Principales rasgos tectónicos en el sector estudiado	187
IV.1.2. Relación entre aportes y espacio de acomodación en el sector estudiado.....	189
IV.1.2.1. Evolución espacio-temporal de las tasas de sedimentación.....	189
IV.1.2.2. Espacio de acomodación disponible	189
IV.2. Relaciones clima-sedimentación	190
IV.2.1. Influencia del clima sobre la sedimentación en cada unidad en el sector estudiado	190
IV.2.1.1. Unidad V.....	191
IV.2.1.2. Unidad VI	191
IV.2.2. ciclicidad y control astronómico sobre la sedimentación	192
IV.2.2.1. Establecimiento de la ciclicidad	192
IV.2.2.1.1. <i>Ciclicidad en el Sistema Axial</i>	192
IV.2.2.1.2. <i>Ciclicidad en el Sistema Transversal Interno..</i>	194
IV.2.2.1.3. <i>Ciclicidad en el Sistema Transversal Externo..</i>	194
IV.2.2.1.4. <i>Ciclicidad registrada en la interdigitación entre el Sistema Transversal Interno y el Sistema Axial..</i>	194
IV.2.2.2. Control astronómico.....	195
IV.2.2.2.1. <i>Registro de ciclos de excentricidad de alta frecuencia</i>	195
IV.2.2.2.2. <i>Significado climático de los ciclos de excentricidad</i>	196
IV.3. Relaciones nivel de base-sedimentación	198
IV.4. Dinámica evolutiva de las unidades V y VI en el sector en estudio.....	199

IV.4.1. Unidad V.....	200
IV.4.2. Unidad VI	202
IV.4.3. Superficie sobre la Unidad VI	202
V. CONCLUSIONES DEL ESTUDIO	207
V.1. Conclusiones (Español)	209
V.1. Conclusions (English)	212
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	217
ANEXOS	251

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se ha financiado gracias a una beca-contrato de Formación de Personal Investigador del Ministerio de Educación y Ciencia con una duración total de cuatro años (2005-2009) concedida a través del Instituto Geológico y Minero de España. Asimismo, la Universidad de Granada ha colaborado económicamente cofinanciando junto con el IGME una beca de la Comisión de Doctorado de la UGR para realizar una estancia de tres meses en la Universidad de Ohio (Athens, Ohio). Durante esta estancia han surgido algunas de las ideas que se han plasmado en esta memoria de Tesis Doctoral.

La investigación se ha realizado en el marco de los proyectos IGME 2001-016, IGME 2005-009, CGL2005-06224/BTE (MEC, FEDER), y de los grupos de investigación de la Universidad de Granada RNM-163JA y RNM-022JA, por lo que también hay que dar las gracias al anónimo contribuyente que ha hecho posible la financiación con fondos públicos del trabajo que aquí se presenta.

Aparte de la financiación ha habido otros factores que han contribuido a la realización de esta investigación, tales como la formación científica o el apoyo moral recibido. Por esta razón, quiero expresar mi agradecimiento a una serie de personas que en algún momento o en muchos, han estado presentes y me han ayudado.

- A César Viseras, mi director de la Universidad de Granada, por su guía y su total confianza en mí incluso en los momentos difíciles. Sin él este trabajo no hubiera sido posible.
- A Alfonso Arribas, mi director del IGME, por haberme dado la gran oportunidad de realizar esta tesis con la que he crecido tanto a nivel personal como científico.
- A Jesús Soria, mi director de la Universidad de Alicante, por estar ahí cada vez que lo he necesitado, y haberme ayudado tanto.
- A Alfonso Yébenes, que sin ser mi director, me dedicó un tiempo precioso para darme una formación básica sobre carbonatos continentales.
- A Ana Alonso-Zarza, que ha hecho mucho por mí y por este trabajo.
- To Elizabeth Gierlowski-Kordesch, thanks for her time, her support and all the effort she has invested in this research during the last months.
- A Carlos Lorenzo, por su dedicación y el cuidado que ha puesto en la digitalización de la cartografía, y su buen humor y buena disposición incluso en los momentos de más estrés.
- A todos mis compañeros/as del Departamento de Estratigrafía y Paleontología, por acogerme, integrarme y darme la oportunidad de formar parte del departamento durante el tiempo que ha durado esta tesis. Mi especial agradecimiento a Socorro Aranda, siempre dispuesta a echar una mano, y a Francisco Rodríguez Tovar, por su infinita paciencia conmigo y las llaves.
- A mis compañeros de proyecto Juan Fernández y Fernando García, por su comprensión, su apoyo y por hacerme sentir que formo parte del equipo.
- A Juan Carlos Rubio y al personal de la oficina del IGME de Granada (en especial a Cristina y Luis), por tratarme como a una más y estar pendientes de mí durante la tesis.
- A los compañeros del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Alicante, en especial a José Antonio Pina, Hugo Corbí y José Tent, por hacerme tan grata la estancia cuando he tenido que pasar largas temporadas por allí.
- Debo agradecer también el buen trato recibido de la gente de los pueblos en los que he realizado

el trabajo de campo, a los propietarios de los terrenos en los que he tenido que realizar esta investigación, por facilitarme siempre el acceso, y en especial a Juan y Margarita, propietarios del Condado de los Nogales (Cortijo del Conejo, Fonelas).

- A mi familia, tanto los que están como los que no han podido llegar a ver este momento, por su cariño y su comprensión, y en especial a mis padres, Antonio e Isabel, y a mi hermano Carlos, por haberme apoyado tanto, ayudándome a llegar hasta aquí y a seguir siempre adelante. Agradezco de forma especial a mi padre todas las horas de campo y las aventuras que ha compartido conmigo y con mi tesis.

- A Cristina, por todo, por estar en los buenos y los malos ratos, en la facultad, los campos compartidos y también en los momentos de diversión, por la comprensión, la paciencia, el apoyo y el cariño.

- A Rodrigo, por los ánimos, por todas las horas de trabajo compartido y por su incondicionalidad.

- A Pedro, mi socio en el campo, por su ayuda los primeros días de campo de la tesis y siempre que la he necesitado.

- A todos los compañeros del IGME de Madrid de Ríos Rosas, en especial a Guiomar Garrido, Jose Antonio García Solano, Eleuterio Baeza, Concepción de Frutos, Román, Jose Antonio Carroza, Gerardo Herrera, Rafael Lozano, Isabel Rábano, Juan José Durán y a toda la gente con la que he compartido buenas experiencias en las excavaciones, en especial a Javi, Bea, Mari, Rafa y Ana.

- Por último, a todos mis amigos, que en algún momento o en muchos me han dado apoyo moral y fuerzas para seguir, tanto los de siempre (Arancha, José Martín, Eva, Sergio, Ana, Saida, Laura, Pepe, Bea, Naza, Javi, José A. Carretero y el resto de la pandilla) como los que he ido conociendo durante la tesis. Entre ellos están mis compañeros becarios/contratados o ex-contratados del IGME (Jorge Carriedo, José Luis, Paqui, Javi Luengo, Manuela Chamizo, María Najarro, Cris Tomé, David Mellado, David Bermúdez, Vanessa Vivar, Juan Vázquez, Santos, Ícaro, Marta y todos los que faltan por nombrar), los que son o han sido mis compañeros de la Universidad de Granada (Pili, Vincenzo, Jose Mari, Iñaki, Julia, Vicente, Antonio, Carlos, Raef, Nono y todos los demás), mis compañeros en Athens (Dina López, Quian, Irina, Ifoda, Juan, Huong, Sudhir y Oleksander), Ioana, Andrea, José Luis y todos aquellos que no he nombrado pero que han estado ahí.

RESUMEN
ABSTRACT

RESUMEN

El área de trabajo de esta Tesis Doctoral se localiza en el sector central de la Cuenca de Guadix, en la provincia de Granada (España). Esta cuenca está situada sobre el antiguo contacto entre los dos dominios estructurales principales de la Cordillera Bética, que constituyen las principales áreas fuente de sedimento en el sector estudiado: las Zonas Internas (o Bloque de Alborán, Andrieux *et al.*, 1971) y las Zonas Externas, (paleomargen sudibérico plegado y fallado, Vera, 2001).

La investigación se ha centrado en la caracterización estratigráfica y sedimentológica del sector central de la Cuenca de Guadix, en el que se concentran gran parte de los yacimientos de macromamíferos más importantes encontrados por el equipo investigador del Proyecto Fonelas: FPB-4, FP-1, FSCC-1, FSCC-2, FSCC-3, FBP-SVY-1, M-3, M-4, M-5, M-8, M-9 y FST-1 (Viseras *et al.*, 2006; Garrido, 2006; Arribas y Garrido, 2007; Pla-Pueyo *et al.*, 2006, 2008; Garrido y Arribas, 2008). Estos yacimientos se encuentran en las dos unidades genéticas más recientes del relleno continental de la cuenca (unidades genéticas V y VI, Fernández *et al.*, 1996a; Viseras *et al.*, 2005), en cuya reconstrucción paleogeográfica se reconoce un sistema fluvial (Sistema Axial) que presenta una alta sinuosidad en su tramo situado en el sector estudiado, y que drenaba hacia un lago somero localizado al noroeste (Viseras, 1991; Fernández *et al.*, 1996b). Los otros dos sistemas de drenaje que se han identificado en el área de estudio (Sistema Transversal Interno y Sistema Transversal Externo) estaban formados por abanicos aluviales que alimentaban transversalmente el valle axial (Viseras, 1991; Fernández *et al.*, 1991a, 1991c, 1993; Viseras y Fernández, 1994, 1995).

La cuenca, tras su colmatación en el Pleistoceno superior (techo de la unidad VI, Fernández *et al.*, 1996b; Soria *et al.*, 1998, 1999) se transformó en una depresión exorreica, dando lugar a una profunda incisión de la red de drenaje holocena sobre el relleno sedimentario de la cuenca (Vera, 1970b; Estévez *et al.*, 1976; Viseras y Fernández, 1992; Calvache y Viseras, 1995, 1997; Calvache *et al.*, 1996). Esta erosión ha permitido una exposición excepcional de los sedimentos del relleno de la cuenca, dando lugar al hallazgo de multitud de puntos con registro fósil de vertebrados.

Los estudios estratigráficos se han apoyado en una cartografía litoestratigráfica, a escala 1:25.000 y en el levantamiento de quince perfiles estratigráficos, muchos de los cuales pasan por la vertical de los yacimientos más importantes. La combinación de la correlación de dichos perfiles con datos bioestratigráficos previos y con los nuevos datos magnetoestratigráficos ha llevado a la obtención de un esquema cronoestratigráfico detallado en el que se muestra la arquitectura estratigráfica del sector central de la cuenca. Este esquema sitúa los yacimientos en un marco espacio-temporal que permite relacionarlos entre sí, así como facilitar la rápida ubicación estratigráfica de posibles nuevos hallazgos. La mayoría de los yacimientos tienen una edad cercana al límite Plioceno-Pleistoceno, y en base a los resultados de este trabajo (sumados a los datos biocronológicos previos), de más antiguo a más moderno quedan ordenados cronológicamente de la siguiente forma: FSSC-3 y FSCC-2 (2,5-2,4 Ma), FST-1 (de 2,5-2,4 Ma, la edad de los yacimientos FSCC-2/FSCC-3, a 2,148 Ma, la edad a la que se inicia el subcrón Reunión), FPB-4 (de 2,128 a 2,0 Ma, polaridad inversa entre el subcrón Reunión y el yacimiento FP-1), FP-1 y FSCC-1 (el primero ligeramente más antiguo, pero ambos en torno a

2,0 Ma), FBP-SVY-1 (1,9 Ma), M-8 (1,9-1,8 Ma), M-3, M-4 y M-5 (de 1,778 Ma, el techo del subcrón Olduvai, a 1,072 Ma, la edad de inicio del subcrón Jaramillo), y M-9 (1,5-1,4 Ma).

Asimismo, los datos magnetoestratigráficos han sido una herramienta muy útil a la hora de estimar y comparar tasas de sedimentación en distintos sectores y en diferentes períodos de tiempo. Los valores estimados para la unidad V son de 5,2 cm/Ka en el centro de la cuenca (FP-1), mientras que en el margen norte, en las proximidades de los relieves de las Zonas Externas, la tasa de sedimentación es próxima a 3 cm/Ka. En la unidad VI las tasas de sedimentación son similares en el centro y en el margen (2,3 cm/Ka y 2,4 cm/Ka respectivamente), y por tanto menores en conjunto que las estimadas para la unidad V. El esquema de correlación lito-, bio- y magnetoestratigráfico también ha ayudado a establecer la posición exacta y la edad (1,778 Ma) de la superficie que separa las unidades genéticas V y VI.

Los estudios de tipo sedimentológico han permitido la identificación de un conjunto de elementos arquitectónicos que se han jerarquizado y descrito en detalle, empezando por las litofacies simples (elementos de orden 1) y terminando por macrosecuencias que afectan a varias cuencas (orden 6). En el sector estudiado se han identificado un total de 39 litofacies simples, algunas de ellas descritas por primera vez en la cuenca. Estas litofacies simples se asocian formando 15 elementos de segundo orden, que se han agrupado en función de la litología que predomina en ellos. 11 de estos elementos están dominados por una litología predominantemente siliciclástica y se han subdividido en elementos canalizados (Canales de gravas y arenas, canales arenosos, canales amalgamados, canales en forma de V5 y complejos canaliformes pseudotabulares) y no canalizados (Cuerpos tabulares, capas de brechas, lentes plano-convexas, paquetes lutítico-margosos, capas arenoso-arcillosas grises y capas arenoso-arcillosas rojas). Los 4 elementos restantes presentan una litología predominantemente carbonatada, y muestran los tres tipos diferentes de carbonatos continentales presentes en el sector estudiado: carbonatos palustres, calcretas y tobas, pudiendo diferenciarse en estas últimas entre tobas palustres y tobas de barrera.

En cuanto a los elementos de tercer orden, formados por la asociación de varios de segundo orden, están caracterizados en el área de estudio por secuencias básicas que representan diferentes ambientes de cada uno de los tres sistemas de drenaje principales (Sistema Axial, Sistema Transversal Interno y Sistema Transversal Externo) registrados en los sedimentos de las unidades V y VI. Estos sistemas ya fueron descritos y caracterizados por Viseras (1991) y Fernández *et al.* (1996b) en ambas unidades genéticas para el conjunto del relleno continental de la cuenca. Por lo tanto, en este trabajo se contribuye con un modelo sedimentario para el Sistema Axial en el sector central de la cuenca.

La influencia de los procesos alogénicos tales como el clima, la tectónica y las variaciones del nivel de base se ha utilizado para diferenciar elementos arquitectónicos de órdenes 4, 5 y 6.

Así, el control astronómico sobre la sedimentación en el área de estudio viene dado por la organización cíclica de la interdigitación de sedimentos atribuidos al Sistema Transversal Interno con los del Sistema Axial. Cada uno de los ciclos resultantes corresponde a un intervalo temporal de 100 Ka, indicando la influencia de las variaciones de la excentricidad orbital en el clima y por tanto en la sedimentación.

Además de la ciclicidad identificada en relación con controles de tipo astronómico, los rasgos petrográficos de las facies carbonatadas han permitido realizar estimaciones en lo que

al clima imperante durante el desarrollo de las unidades V y VI se refiere. Las texturas de los carbonatos palustres, junto con el carácter casi perenne deducido para los canales fluviales, indican que durante el tiempo de desarrollo de la unidad V el clima imperante fue intermedio a subhúmedo. En lo que respecta a las inferencias de paleotemperaturas, el análisis de la morfología de los cuerpos tobáceos que afloran en la unidad V apunta a un clima frío a templado, lo que concuerda con las estimaciones de temperatura realizadas a partir de la asociación faunística de micromamíferos (Minwer-Barakat, 2005) de algunos yacimientos paleontológicos situados en una zona al norte del sector estudiado. No hay evidencias que proporcionen estimaciones sobre la temperatura durante el depósito de la unidad VI, pero la abundancia de carbonatos y sus texturas petrográficas apuntan a un clima muy similar al que afectó a la unidad V. Un menor índice de exposición para los carbonatos de la unidad VI sugiere un clima ligeramente más húmedo para el intervalo de tiempo en que se desarrolla esta unidad.

En cuanto al papel de la tectónica, las tasas de sedimentación estimadas para las unidades V y VI en el sector estudiado, calculadas para cada unidad en el centro y el margen, muestran una evolución que puede interpretarse como un descenso de la tasa de creación de espacio de acomodación, debido a actividad tectónica sinsedimentaria, de la unidad V a la unidad VI.

El concepto de nivel de base estratigráfico (Shanley y McCabe, 1994) se usa en este trabajo para estimar las variaciones en el nivel de base a través del tiempo. Para la unidad V, se propone una situación general de nivel de base en ascenso, reflejada en depósito de las secuencias de tercer orden identificadas en el Sistema Axial y el Sistema Transversal Externo, con momentos puntuales en los que el nivel descendería, marcando los límites entre dichas secuencias. A la unidad VI se atribuye un nivel de base elevado en general.

Finalmente, se propone una clasificación en términos de estratigrafía secuencial para las unidades V y VI, partiendo de dos modelos pre-existentes que aplican esta técnica en cuencas continentales fluviales y lacustres. Uno de los modelos trata fundamentalmente de depósitos de naturaleza siliciclástica (Martinsen *et al.*, 1999), mientras que el otro se centra en los sedimentos carbonatados (Alonso-Zarza, 2003). Estos modelos están basados en la relación existente entre el espacio de acomodación disponible (A) y el aporte de sedimentos (S), utilizando la relación entre ambos parámetros (ratio A/S) como un indicador de las variaciones del nivel de base. El resultado es la clasificación de la unidad V como un cortejo sedimentario de alta acomodación (HAS, *high accommodation systems tract*), mientras que la unidad VI encaja en la descripción de cortejos sedimentarios de baja acomodación (LAS, *low accommodation systems tract*). La superficie limitante de ambas unidades correspondería a un límite de secuencias, mientras que las calcretas maduras que aparecen sobre los sedimentos de la unidad VI sugieren largos períodos de exposición subaérea y escasa sedimentación.

En definitiva, esta Tesis Doctoral integra los conocimientos de que se dispone hasta la fecha sobre la sedimentación siliciclástica y carbonatada de los sistemas aluviales y fluvial que aparecen en el sector central de la Cuenca de Guadix. Como resultado, se propone un contexto en términos de la estratigrafía secuencial para las unidades V y VI, con objeto de proporcionar una visión de la evolución de la sedimentación continental en la cuenca durante los últimos 3,8 Ma. Esta caracterización del paleoambiente sedimentario pretende contribuir en beneficio de la comprensión de los procesos ecológicos y geológicos que llevaron a la formación de algunos de los yacimientos paleontológicos más significativos de todo el continente europeo (Viseras *et al.*, 2006; Arribas and Garrido, 2007; Garrido and Arribas, 2008).

ABSTRACT

The study area of this research is situated in the central sector of the Guadix Basin (central part of the Betic Cordillera), within the Granada province of southern Spain. It is located on the ancient contact between the two main structural realms of the Betic Cordillera which act as the main sources of sediment input in the sector: the Internal Zones (or Alboran Block; Andrieux *et al.*, 1971) and the External Zones (corresponding to the folded and faulted South Iberian paleomargin; Vera, 2001),

This investigation concentrates on the two youngest genetic units of the continental sedimentary infill of the Guadix Basin, units V and VI (Fernández *et al.*, 1996a; Viseras *et al.*, 2005). In these two last units, three main drainage systems could be identified (Viseras, 1991; Fernández *et al.*, 1996b). The Axial System flowed longitudinally through the basin, parallel to its axis, and in this part of the basin, consisted of a high sinuosity fluvial system that drained towards a shallow lake located to the northeast in the neighboring Baza Basin. The other two drainage systems of the study area (External and Internal Transverse Systems) were formed by alluvial fans feeding transversally into the axial valley (Viseras, 1991; Fernández *et al.*, 1991a, 1991c, 1993; Viseras and Fernández, 1990, 1994, 1995).

The basin, reaching its final filling stage in the Late Pleistocene (top of Unit VI) (Fernández *et al.*, 1996b; Soria *et al.*, 1998, 1999) evolved into an exoreic (external drainage) depression, resulting in a deep incision of the Holocene drainage network into the sedimentary infilling of the basin (Vera, 1970b; Estévez *et al.*, 1976; Viseras and Fernández, 1992; Calvache and Viseras, 1995, 1997; Calvache *et al.*, 1996). This extensive erosion produced exceptional outcrop exposure with many paleontologic vertebrate sites. The most important mammal sites have been found in the central sector of the basin, within units V and VI, by the research team of the Fonelas Project (Viseras *et al.*, 2006; Garrido, 2006; Arribas and Garrido, 2007; Pla-Pueyo *et al.*, 2006, 2008; Garrido and Arribas, 2008).

Research here is focused on the stratigraphic, sedimentologic and petrographic characterization of the central sector of the Guadix Basin, where most of the large-mammal sites appear. The environmental characterization of the sediments is crucial to understand the ecologic and geologic processes leading to the formation of some of the most significant mammal sites in Europe (Viseras *et al.*, 2006; Arribas and Garrido, 2007; Garrido and Arribas, 2008). The paleontologic sites in the current study are FPB-4, FP-1, FSCC-1, FSCC-2, FSCC-3, FBP-SVY-1, M-3, M-4, M-5, M-8, M-9 and FST-1.

The stratigraphic studies were supported by the construction of a geologic map of the central sector of the Guadix Basin, together with the measurement of fifteen stratigraphic profiles, most of them measured at the important paleontologic sites. Combining their lithologic correlation with previous biostratigraphic data and new magnetostratigraphic data led to a detailed chronostratigraphic scheme showing the stratigraphic architecture of the central sector of the basin. Within this scheme, the age and the relative spatial position of the most important mammal sites are related, most of them close to the Pliocene-Pleistocene boundary. The results of the current work, in addition to the previous biochronologic data, provide an absolute age for the sites, allowing their chronologic arrangement from the oldest to the youngest one, as follows: FSSC-3 and FSCC-2 (2.5-2.4 Ma), FST-1 (from 2.5-2.4 Ma, the age of FSCC-2/

FSCC-3 sites to 2.148 Ma, the starting age of the Reunion subchron), FPB-4 (from 2.128 to 2.0 Ma, reverse polarity between the Reunion subchron and FP-1 site), FP-1 and FSCC-1, the former a bit older than the later, but both around 2.0 Ma old, FBP-SVY-1 (1.9 Ma), M-8 (1.9-1.8 Ma), M-3, M-4 and M-5 (from 1.778 Ma, the top of Olduvai subchron, to 1.072 Ma, the starting age of Jaramillo subchron), and M-9 (1.5-1.4 Ma).

Moreover, the magnetostratigraphic data were a very useful tool for estimating and comparing sedimentation rates from the margin and the center of the study area. The estimates for unit V are 5.2 cm/Kyr in the center of the basin, represented by section FP-1, while in the northern margin, where the basin is limited by the External Zones, the sedimentation rate is close to 3 cm/Kyr. In unit VI, sedimentation rates are similar in the center and the margin (2.3 cm/Kyr and 2.4 cm/Kyr respectively), and therefore they are lower than those estimated for unit V. The litho-, bio- and magnetostratigraphic correlation scheme has been also helpful to establish the exact position and the age (1.778 Ma) of the surface separating units V and VI.

The sedimentologic studies dealt with the description of the architectural elements appearing within the study area. They are hierarchically described, starting from the first order elements (simple lithofacies) and ending with the sixth order elements (macrosequences affecting several basins). 39 basic lithofacies have been identified in the study area, some of them described for the first time in the basin. They combine to form fifteen second-order elements that have been grouped according to their main lithologic composition. The siliciclastic dominated elements are divided into channeled elements (Gravel-sand channels, sand channels, multistorey channels, V-shaped channels and pseudotabular channeled complexes) or unchanneled elements (Tabular bodies, breccia beds, flat-convex lenses, lutite-marly beds, sand-clay grey beds and sand-clay grey beds). The carbonate elements involve palustrine carbonates, calcretes and calcareous tufas. Second-order elements associations are recognized to form third order elements.

These third order elements are characterized by basic sequences representing different environments of each of the three main drainage systems (Axial System, Internal Transverse System, and External Transverse System) identified for the Pliocene and Pleistocene in units V and VI. These systems were previously characterized by Viseras (1991) and Fernández *et al.* (1996b), for each unit (V and VI) for the whole continental filling of the basin, so in this work, a sedimentary model for the Axial System is provided just for the central sector of the basin.

Architectural elements on the fourth, fifth, and sixth orders are described together as the result of the influence on sedimentation by allogenic processes such as climate, tectonism, and base level changes.

The astronomical forcing on the sedimentation in the study area is evidenced by the cyclic arrangement of the Internal Transverse System and the Axial System. Each one of the resulting cycles corresponds to a 100 Kyr time span, indicating the influence of the orbital eccentricity variations in terms of climate.

In addition to the cyclicity identified as astronomical forcing, the petrographic features of the carbonate facies provide a proxy to the climate prevailing during sedimentation of units V and VI. The palustrine carbonate textures, together with a nearly perennial character deduced for the fluvial channels, indicate that unit V experienced an intermediate to sub-humid climate during deposition. As to temperature estimates, the morphology of tufa build-ups in unit V point to a cool to temperate climate. This agrees with the cold temperature previously estimated

for this unit (Minwer-Barakat, 2005) from the micromammal faunal association of some paleontologic sites located to the north of the study area. There are no clues on temperature during the deposition of unit VI, but taking into account the abundance of vertically-stacked palustrine sequences and their petrographic textures, the climate conditions would be quite similar to that affecting unit V. A lower exposure index for palustrine carbonates textures of unit VI suggest only a slightly more humid climate for this unit.

Apart from the climate, the tectonism is also an important allogenic factor that needs to be taken into account. In this sense, the sedimentation rates estimates for units V and VI in the study area, calculated for each unit in the center and the margin, show an evolution that can be interpreted as a decrease of the accommodation space rate from unit V to unit VI.

The concept of stratigraphic level (Shanley and McCabe, 1994) is used here to estimate base level changes through time. A general situation of rising base level, with punctuated moments of base level fall, is deduced for unit V from the third order sequences established for the sediments of the Axial System and the External Transverse System. A generally high base level is deduced for unit VI.

Finally, a classification of units V and VI in terms of sequence stratigraphy is proposed, starting from two pre-existing sequence-stratigraphic models for fluvio-lacustrine basins. One of these models deals with siliciclastic deposits (Martinsen *et al.*, 1999) and the other mainly carbonate sedimentation (Alonso-Zarza, 2003). Those models are based on the interplay between the available accommodation space (A) and the sediment supply (S), using them as indicators of variations in the base level (ratio A/S). As a result, Unit V is classified as a high accommodation systems tract (HAS), while unit VI meets the requirements to be defined as a low accommodation systems tract (LAS). The contact between both units corresponds to a sequence boundary, while the mature calcretes on top of unit VI suggest long periods of subaerial exposure and lack of sedimentation.

Therefore, this work integrates the current knowledge about the siliciclastic and carbonate sedimentology of the fluvio-lacustrine and alluvial systems in the sector of the Guadix Basin containing paleontologic sites. As a result, a sequence stratigraphic context is proposed for units V and VI, for insight into the evolutionary development of continental siliciclastic and carbonate sedimentation in the Guadix Basin over the last 3.8 Ma.

I. INTRODUCCIÓN

I. INTRODUCCIÓN

I.1. JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO

La Cuenca de Guadix¹ ha sido objeto de numerosos trabajos de carácter regional, ya que la importante potencia de sedimentos que conforman su relleno continental y lo completo que es el registro sedimentario permiten constatar los principales eventos geológicos acaecidos desde su continentalización en el ámbito de la Cordillera Bética. Estos rasgos convierten a la Cuenca de Guadix en un referente para el estudio del relleno continental final que ocupa la mayor parte de las cuencas neógenas postorogénicas emergidas en dicho ámbito (Viseras *et al.*, 2004b, 2005).

Debido a la intensa erosión a la que está sometida desde el Pleistoceno superior, momento en que pasó de tener un régimen endorreico a formar parte de la vertiente hidrográfica del río Guadalquivir (Vera, 1970b; Estévez *et al.*, 1976; Viseras y Fernández, 1992; Calvache y Viseras, 1995, 1997; Calvache *et al.*, 1996), la Cuenca de Guadix presenta unos afloramientos excepcionales de sedimentos continentales principalmente de edades Plioceno y Pleistoceno. En el sector occidental de la cuenca estos depósitos albergan un conjunto de yacimientos paleontológicos de macromamíferos que, por su abundante y bien conservado contenido fosilífero, poseen una gran importancia a nivel nacional e internacional. Así, la asociación faunística representada en el yacimiento Fonelas P-1, el más destacable en este sector, es similar en su composición a la descrita para el yacimiento caucásico de Dmanisi (Georgia), que alberga la primera aparición del género *Homo* en Eurasia hacia el límite Plioceno-Pleistoceno (Gabunia *et al.*, 2000).

La importancia potencial de los yacimientos localizados hasta la fecha a la hora de determinar las posibles rutas de migración que pudieron seguir en el Plioceno y el Pleistoceno las faunas asociadas al género *Homo* para su entrada en Eurasia, así como las excepcionales condiciones para la reconstrucción paleoambiental del entorno donde vivieron los organismos, han llevado al planteamiento de varias líneas de investigación simultáneas, con objeto de cubrir todos los aspectos relacionados con los yacimientos en estudio (Arribas *et al.*, 2001, 2004; Viseras *et al.*, 2003, 2004a, 2006; Arribas y Garrido, 2007; Arribas, 2008; Garrido y Arribas, 2008; Pla-Pueyo, 2006a, 2006b; Pla-Pueyo *et al.*, 2005, 2006, 2007a, 2007b, 2007c, 2008a, 2008b, 2008c, 2009).

Como complemento a los estudios estratigráficos y sedimentológicos previos realizados por múltiples autores sobre el relleno continental de la Cuenca de Guadix se ha realizado la presente Tesis Doctoral, que se centra en el estudio detallado de la arquitectura estratigráfica y la sedimentología del sector central de la cuenca. En este sector es en el que aparecen concentrados algunos de los yacimientos de macrovertebrados más importantes.

Este estudio se plantea a raíz de la abundante y valiosa información que proporcionan los yacimientos mencionados anteriormente al conocimiento de las faunas y la paleoecología que caracterizan el Plioceno y el Pleistoceno en el Sur de Europa. La acuciante necesidad de organizar la nube de puntos con registro fósil en este sector y de conocer su relación espacio-temporal lleva a la propuesta del presente trabajo.

¹ Ver discusión sobre este término en el punto I.3.2.

Apoyándose tanto en datos de campo como en estudios bioestratigráficos previos y en datos de paleomagnetismo obtenidos durante la realización de esta Tesis Doctoral, este estudio trata de situar los yacimientos en un esquema estratigráfico preciso. Dicho esquema debería no sólo establecer la edad y posición estratigráfica de los yacimientos ya conocidos, sino proporcionar un marco espacio-temporal válido a corto y medio plazo para todos aquellos yacimientos que casi con seguridad se descubrirán en futuras campañas de prospección en este sector de la cuenca.

Asimismo, el planteamiento de este trabajo se basa en la utilidad de proporcionar una interpretación paleoambiental de los sedimentos estudiados en el sector. Conjuntamente con los datos tafonómicos que se obtengan en un futuro de los restos fósiles que aparecen en los yacimientos, se considera de gran interés el proponer un marco paleoecológico detallado y completo para la fauna que habitó el sector central de la Cuenca de Guadix durante el Plioceno y el Pleistoceno.

I.2. ENCUADRE GEOGRÁFICO DE LA ZONA DE TRABAJO

Quizá la mejor manera de describir la zona en la que se ha realizado el presente estudio sea citar a uno de los primeros investigadores que dedicó sus esfuerzos a bosquejar la geología de la Cuenca de Guadix:

“(...) Mirando desde la altura de Diezma hacia la extensa llanura de Guadix, sorprende en extremo el panorama que se extiende a los pies. En cuanto alcanza la vista por el Este se ven confusamente apiñadas multitud de colinas en forma de pirámides producidas por la corrosión de las aguas; son estas colinas de color rojo, y por entre ellas y a larga distancia se distinguen, en perfecta posición horizontal, algunas fajas de terreno de diferentes colores (...)”(Von Drasche, 1879).

Desde el comienzo de las investigaciones sobre la Cuenca de Guadix se ha resaltado el elevado interés de la comarca a nivel paisajístico, así como la excelente exposición de los sedimentos debido a la intensa erosión que experimenta la cuenca desde que cambió su régimen hidrográfico en el Pleistoceno superior (Vera, 1970b; Estévez *et al.*, 1976; Viseras y Fernández, 1992; Calvache y Viseras, 1995, 1997; Calvache *et al.*, 1996). Gracias a la excelente calidad de los afloramientos en cuanto a materiales pliocenos y pleistocenos se refiere, en la Cuenca de Guadix se ha localizado el conjunto de interesantes yacimientos de macrovertebrados mencionados en el epígrafe anterior.

El área en la cual se ha centrado este estudio abarca unos 220 Km² y está contenida en las hojas 1:50.000 del Mapa Topográfico Nacional de Moreda (992), Benalúa de Guadix (993), Huelma (970) y Cuevas del Campo (971), en el sector septentrional de la provincia de Granada.

La zona estudiada limita al Sur con la población de Benalúa de Guadix, al Oeste llega hasta la población de Huélago, al Este abarca hasta las cercanías de Hernán Valle y al Norte tiene

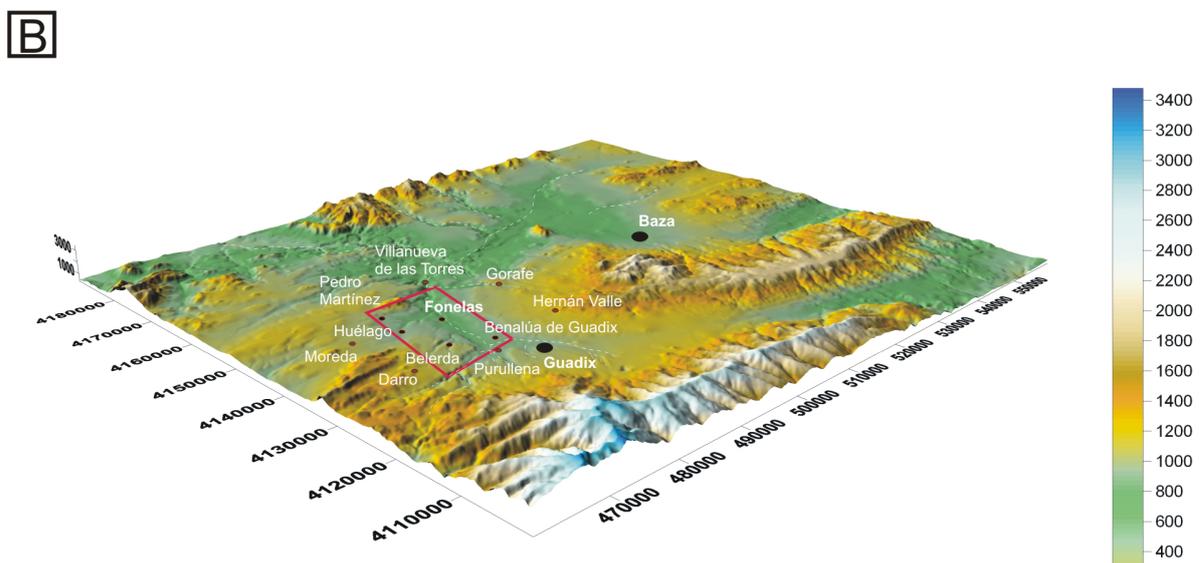
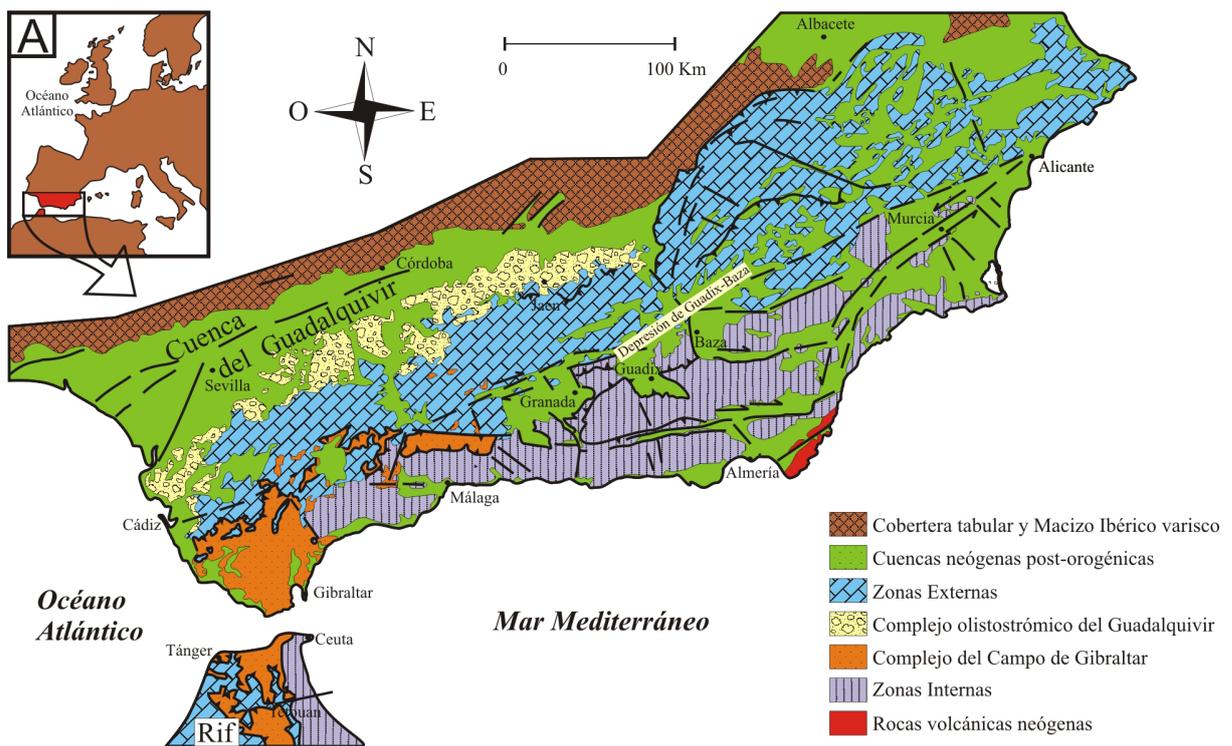


Figura I.1. A. Posición geológica de la Cuenca de Guadix-Baza. B. Marco geográfico de la zona de trabajo, delimitada por un recuadro rojo en la figura.

Figure I.1. A. Geologic position of the Guadix-Baza Basin. B. Geographic frame of the target zone, limited by a red square.

como límite un alto topográfico formado por rocas del Mesozoico, que recibe la denominación de Cerro Mencil (Fig. I.1).

El Río Fardes recorre el sector paralelamente al eje de la cuenca, con una dirección

suroeste-noreste, desembocando en el Guadiana Menor a la altura de Villanueva de las Torres. Aunque en su ribera se cultivan álamos, frutales y hortalizas, la vegetación predominante en la región es de secano (olivos y matorral mediterráneo), y refleja el clima continental y semi-desértico que predomina en la región. Las precipitaciones son escasas (300-400 mm al año) y las oscilaciones de temperatura son muy marcadas, tanto diaria como estacionalmente, siendo la temperatura media anual de 14° C.

El principal núcleo urbano de la región, localizado hacia el sur del sector estudiado, es Guadix, con unos 20.000 habitantes. Su ubicación estratégica le proporcionó un carácter relevante desde la prehistoria, y desde su ocupación por los neandertales, ha sido habitada sucesivamente por diferentes civilizaciones. Durante su período de dominación romana, esta población, a la que denominaban *Iulia Gemela Acci*, tenía una posición privilegiada, muy cercana a la Via Augusta, principal ruta de comunicación entre levante y el sur peninsular. Durante la época en la que los árabes poblaron la región, el nombre oficial de la población fue *Medina Beni Sami*, aunque la zona siguió recibiendo informalmente la denominación de “río de Acci” (Wadi Asch o Guad Asd). De la combinación de la denominación romana Acci y del término “río” en lengua árabe (“wadi”) surge el nombre actual de Guadix (Ideal.es, 2009).

La variada herencia cultural de la región, su elevado valor paisajístico, las óptimas condiciones de observación de los afloramientos y la abundancia y calidad de los yacimientos paleontológicos que en ella aparecen han llevado al planteamiento de la propuesta de desarrollo de un Geoparque Europeo, que recibe informalmente el nombre de “Valle del Río Fardes” (Arribas, 2008).

I.3. LA CUENCA DE GUADIX EN EL CONTEXTO DE LA CORDILLERA BÉTICA

La Cuenca de Guadix está situada en el sector central de la Cordillera Bética, y sus sedimentos sellan el contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la cadena montañosa. Dado que el origen y la evolución de la Cuenca de Guadix están totalmente relacionados con los procesos que han tenido lugar en la Cordillera Bética durante el Neógeno y el Cuaternario, he considerado de elevado interés el hacer en primer lugar una descripción general de los diferentes dominios que conforman la cordillera, para luego detallar aspectos de la génesis y evolución de la cuenca en dicho contexto.

I.3.1. LA CORDILLERA BÉTICA

La Cordillera Bética ocupa el sur y sureste de España, y conforma junto con el Rif (Norte de Marruecos) el extremo más occidental del conjunto de cadenas alpinas del ámbito perimediterráneo. En ella se han diferenciado clásicamente tres complejos geológicos importantes (Vera y Martín-Algarra, 2004), sobre los cuales se han formado las cuencas neógeno-cuaternarias: las Zonas Internas, el Complejo del Campo de Gibraltar y las Zonas Externas. Estos complejos comenzaron a diferenciarse en el Burdigaliense (Fig. I.2.), como consecuencia de la colisión de tres dominios corticales existentes en el Paleógeno-Aquitaniense (Vera, 2000):

- La Microplaca de Alborán, que se desplazó parcialmente hacia el Oeste durante el Burdigaliense-Langhiense-Serravalliense (Mioceno inferior a medio) (Andrieux *et al.*, 1971; Durand-Delgá y Fontboté, 1980; Sanz de Galdeano, 1983, 1990, 1997; Hermes, 1985; Martín-Algarra, 1987; Vera, 1988, 2000; Sanz de Galdeano y Vera, 1992, 1992; Lonergan y White, 1997) hasta colisionar con el margen sudibérico, y cuyos materiales desplazados, deformados y metamorizados constituyen las Zonas Internas Béticas y las Zonas Internas del Rif.

- El margen continental sudibérico, que se continuaba hacia el noroeste con la Placa Ibérica (Vera, 2000) y que dio lugar tras la colisión con la Microplaca de Alborán a las Zonas Externas Béticas, por el plegamiento y la deformación de los materiales depositados en él.

- La Placa Africana, cuyos materiales más septentrionales dieron lugar tras la colisión a las Zonas Externas del Rif.

Estos tres dominios estaban separados entre sí por franjas de corteza continental muy

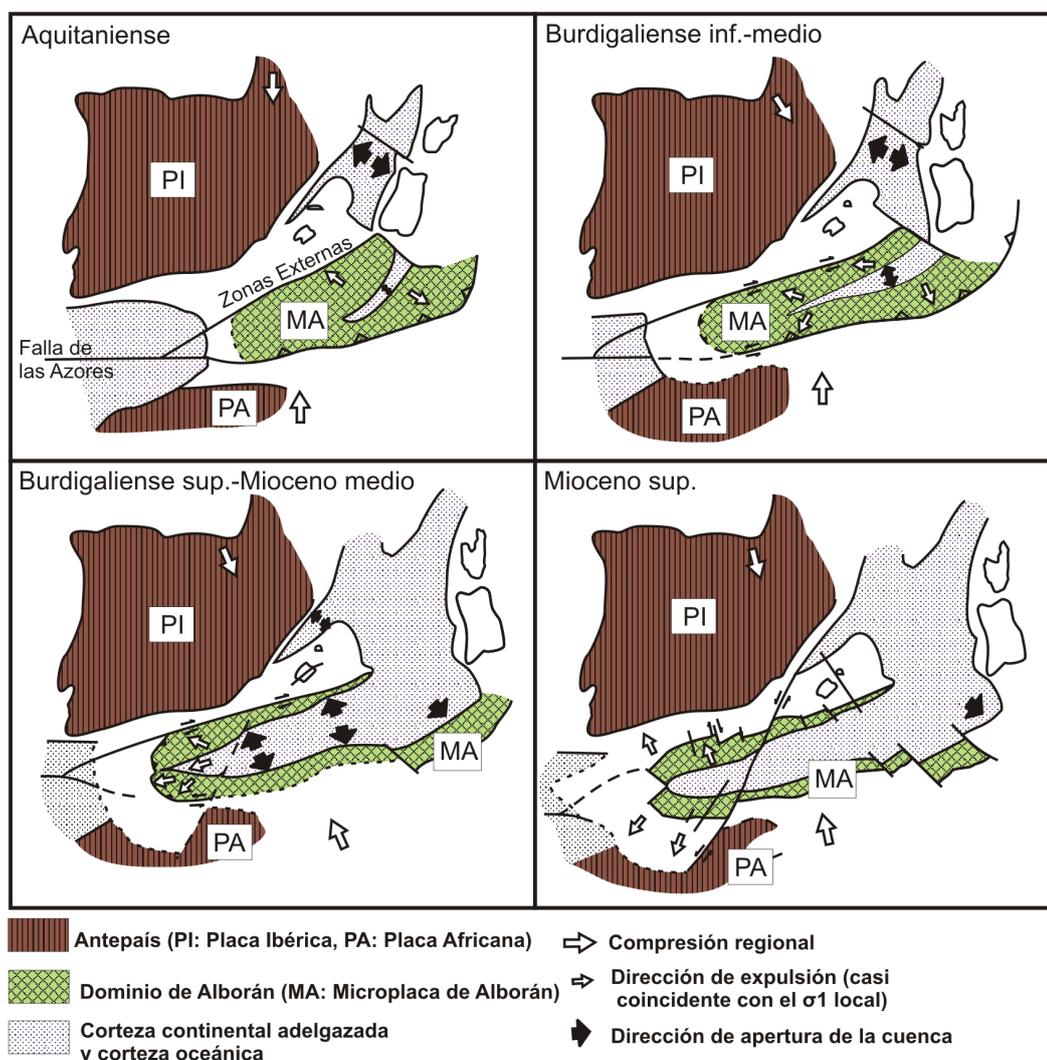


Figura I.2. Evolución paleogeográfica de la Cordillera Bética y dominios adyacentes desde el Aquitaniense hasta el Mioceno superior (tomada de Sanz de Galdeano, 1990).

Figure I.2. Paleogeographic evolution of the Betic Cordillera and adjacent domains from the Aquitanian to the Late Miocene (after Sanz de Galdeano, 1990).

adelgazada y de corteza oceánica, sobre las cuales se depositaron importantes volúmenes de turbiditas, y que posteriormente constituyeron el Complejo del Campo de Gibraltar.

I.3.1.1. Zonas Internas Béticas

Las Zonas Internas Béticas constituyen la región más intensamente deformada del orógeno y pueden dividirse en cuatro dominios importantes (Fig. I.3.).

Los tres primeros dominios aparecen como un apilamiento de unidades tectónicas superpuestas, que tradicionalmente se consideraban mantos de corrimiento cabalgantes unos sobre otros que posteriormente se plegaron, dando lugar a una gran estructura antiformal. Actualmente se considera que el contacto entre los denominados de abajo a arriba Complejo Nevado-Filábride, Complejo Alpujarride y Complejo Maláguide tiene un carácter predominantemente extensional, por lo que la superposición de mantos de corrimiento alpinos ha sido profundamente modificada por una tectónica extensional posterior (Vera y Martín-Algarra, 2004).

El cuarto dominio lo constituye una zona frontal de imbricaciones en el área de contacto con el Complejo del Campo de Gibraltar y las Zonas Externas, cuyas unidades han recibido una gran variedad de denominaciones, entre ellas la de unidades de la “Dorsal” (Durand-Delgá y Foucault, 1967), y que Vera y Martín-Algarra (2004) optan por denominar “Unidades Frontales de las Zonas Internas Béticas”, término que alude exclusivamente a su localización geográfica y tectónica actual y que se utilizará en este trabajo, por estar desprovisto de connotaciones paleogeográficas.

I.3.1.2. Complejo del Campo de Gibraltar

Las unidades del Complejo del Campo de Gibraltar (Fig. I.3.) están formadas por coberteras sedimentarias meso-cenozoicas, no afectadas por metamorfismo alpino, y despegadas de su sustrato original, probablemente una corteza oceánica o una fina corteza continental que se generó durante el Mesozoico entre las Zonas Internas y las Zonas Externas y que desapareció por subducción. Los sedimentos que se depositaron sobre dicho sustrato y que componen este complejo son fundamentalmente arcillas, margas y sobre todo turbiditas (facies *flysch*), facies marinas muy profundas de edad comprendida entre el Jurásico superior y el Mioceno inferior (Vera y Martín-Algarra, 2004).

I.3.1.3. Zonas Externas Béticas

Las Zonas Externas Béticas están formadas por dos dominios tectonoestratigráficos, el Prebético y el Subbético, ambos integrados por sucesiones de rocas sedimentarias de edad Triásico a Mioceno fuertemente deformadas pero escasamente o nada afectadas por el metamorfismo alpino (Fig. I.3.).

El Prebético comprende unidades parautoctonas (en sus sectores más externos) a moderadamente alóctonas, cuyas sucesiones contienen mayoritariamente facies marinas poco profundas, con importantes episodios continentales, incluso con intervalos de erosión, según los sectores.

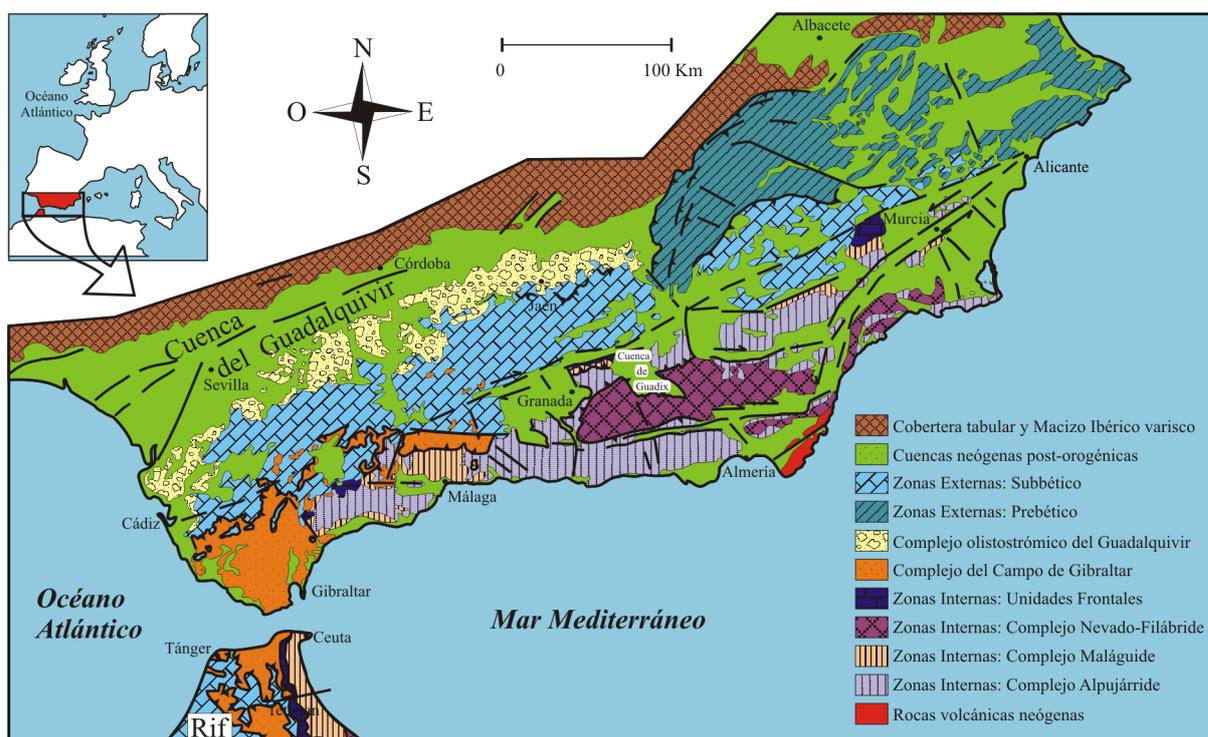


Figura I.3. Principales dominios geológicos de la Cordillera Bética (modificada de Viseras *et al.*, 2003, Vera, 2004, y Sanz de Galdeano, 2008).

Figure I.3. Major geologic domains of the Betic Cordillera (modified from Viseras *et al.*, 2003, Vera, 2004 and Sanz de Galdeano, 2008).

El Subbético cabalga ampliamente sobre el Prebético y en conjunto presenta una deformación mucho mayor. Está relativamente organizado desde un punto de vista estructural, y las unidades alóctonas que lo forman comprenden sedimentos marinos pelágicos. Amplios sectores del dominio Subbético están constituidos por materiales Triásicos tan intensamente deformados y brechificados que han perdido su coherencia interna y han sido transformados en masas desorganizadas denominadas Complejos Caóticos Subbéticos (Vera y Martín-Algarra, 2004). Una de estas masas caóticas conforma el Complejo Olistostrómico del Guadalquivir, un conjunto de materiales deslizados gravitatoriamente e incluidos en sedimentos miocenos del borde meridional de la Cuenca del Guadalquivir (Pérez-López y Sanz de Galdeano, 1994; Vera y Martín-Algarra, 2004).

I.3.1.4. Cuencas neógeno-cuaternarias béticas

En la Cordillera Bética se han sucedido durante el Neógeno y el Cuaternario dos fases de sedimentación que ocurrieron bajo contextos geodinámicos diferentes (Vera, 2000; Viseras *et al.*, 2004b, 2005).

En la primera fase se generan una serie de fracturas con dirección N60-70E a E-O, asociadas a la colisión entre la Microplaca de Alborán y el Paleomargen Sudibérico en el Mioceno inferior y medio. Asimismo, se producen despegues extensionales en la Microplaca de Alborán y cabalgamientos en el Paleomargen Sudibérico. Durante esta fase también se

forman y evolucionan una serie de cuencas sinorogénicas en el interior de la cadena, al Sur, denominadas por Sanz de Galdeano y Vera (1991,1992) Cuencas Intracadena, así como una cuenca de antepaís en el exterior del orógeno, denominada sucesivamente Estrecho Norbético (Colom, 1952), Cuenca Proto-Guadalquivir (Sanz de Galdeano y Vera, 1991, 1992) y Cuenca de Antepaís Norbética (Soria, 1998; Viseras *et al.*, 2004, 2005). Esta cuenca permite durante el Mioceno inferior y medio la conexión entre el Atlántico y el Mediterráneo (Sanz de Galdeano, 2007a). Los sedimentos depositados en estas cuencas béticas sinorogénicas formadas durante el Mioceno inferior y medio presentan una intensa deformación, lo que dificulta en gran medida el establecimiento de los límites paleogeográficos originales de las mismas. Estas cuencas pueden considerarse postorogénicas sólo en el sentido de que presentan orientaciones diferentes a la N60-70E, común a muchas estructuras previas de la Cordillera Bética (Sanz de Galdeano, 2007a).

El límite Mioceno medio-Mioceno superior, que marca la transición entre las dos fases geodinámicas mencionadas al principio, se caracteriza por una serie de procesos tectónicos y eustáticos que actúan conjuntamente, originando la desarticulación tanto de las Cuencas Intracadena como de la Cuenca de Antepaís Norbética (Viseras *et al.*, 2004b, 2005).

Desde el punto de vista tectónico, el límite Mioceno medio-Mioceno superior está caracterizado por un evento regional, denominado evento postserravalliense (Rodríguez-Fernández, 1982) o evento finiserravalliense-Tortonense basal (Soria, 1993). Por una parte a este evento se atribuyen los movimientos de desgarre en las Zonas Internas (posiblemente relacionados con despegues extensionales, que causan emersión y regresión) (Rodríguez-Fernández *et al.*, 1990). Por otra, se identifica como el causante del cabalgamiento hacia el Norte de parte de las Zonas Externas sobre los últimos depósitos de la Cuenca de Antepaís Norbética, de edad Serravalliense-Tortonense basal (Martín-Algarra *et al.*, 1988; Soria, 1994a, 1998). Como resultado de este evento tectónico, los sectores central y oriental de la Cordillera Bética emergen y quedan expuestos a la erosión, limitando la extensión de la Cuenca de Antepaís Norbética exclusivamente al sector occidental de la cordillera, donde se localiza la Cuenca de Antepaís del Guadalquivir (Viseras *et al.*, 2004b). En cuanto a los procesos eustáticos, Sanz de Galdeano y Vera (1992) señalan la coincidencia de la emersión y la erosión en gran parte de la Cordillera Bética con un importante descenso del nivel del mar correlacionable con el límite entre los ciclos de segundo orden TB2 y TB3 de la curva Exxon (Haq *et al.*, 1987).

La segunda fase geodinámica comienza en el Mioceno superior, y corresponde a una etapa de sedimentación postorogénica (Viseras *et al.*, 2005). Coincide con un contexto en el que los principales rasgos de la cordillera ya se han establecido y la actividad tectónica se centra en la convergencia entre África e Iberia (Viseras *et al.*, 2004b, 2005).

A raíz de la reinstauración en el Mioceno superior del cuadro general de compresiones entre Iberia y África (que ya existía previamente), con una dirección aproximada NNO-SSE, se generan durante el Neógeno dos juegos de fallas conjugadas con direcciones principales NNE-SSO y NO-SE (Sanz de Galdeano, 1983, 2008; Sanz de Galdeano y Vera, 1992). La inestabilidad isostática de las Zonas Internas provoca su ascenso, favorecido por la compresión, lo que provoca en muchos lugares la superposición de una extensión perpendicular a la dirección principal de dicha compresión (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993). Esta fragmentación tectónica de la Cordillera Bética en bloques (Sanz de Galdeano, 2008) ha afectado a la configuración y

la evolución sedimentaria de las cuencas intramontañas postorogénicas desarrolladas en el seno de los relieves de la Cordillera Bética (Fig. I.3.).

Con frecuencia, el relleno de estas zonas subsidentes, situadas bien sobre las Zonas Externas de la cordillera, las Zonas Internas, o bien sobre el contacto entre ambas, alcanza o supera el millar de metros de espesor (Sanz de Galdeano y Vera, 1991, 1992). La sedimentación en estas cuencas se inicia en el Tortoniense superior, con un carácter diferente según la cuenca, ya que en algunas se depositan materiales marinos, como es el caso de la Cuenca de Granada, en otras la sedimentación es de tipo continental, como en las cuencas de Lorca y Sorbas-Tabernas, y en otras directamente no queda registro estratigráfico de esta edad (Vera, 2000). El evento finiserravalliense-Tortoniense basal (Soria, 1993) trae consigo la implantación de una sedimentación marina durante el Tortoniense superior que continúa de forma más local durante el Messiniense (Vera, 2000). Solamente en las cuencas continentales del Prebético la sedimentación durante el Tortoniense superior y el Messiniense tiene carácter continental, depositándose en ellas materiales esencialmente lacustres (Calvo *et al.*, 1978; Elizaga y Calvo, 1988).

Durante el Tortoniense superior, las diferentes cuencas intramontañas en las que se depositan sedimentos marinos están interconectadas, y las cuencas de Granada y de Guadix, en el sector central de la Cordillera, serán las que comunican el Atlántico y el Mediterráneo (Sanz de Galdeano y Vera, 1991, 1992; Sanz de Galdeano y Rodríguez-Fernández, 1996; Esteban, 1996; Soria *et al.*, 1999; Wrobel y Michalzik, 1999; Vera, 2000).

A finales del Tortoniense e inicios del Messiniense parte de la Cordillera Bética se levanta, provocando la retirada definitiva del mar en numerosas cuencas, excepto en aquellas ubicadas más cerca a la línea de costas actual (Vera, 2000). En aquellas cuencas que quedan desconectadas del mar la sedimentación evoluciona desde los depósitos evaporíticos propios de un mar cerrado a materiales continentales lacustres, sobre los que posteriormente tiene lugar una sedimentación exclusivamente continental. En cambio, en las cuencas que mantienen un carácter marino en su sedimentación se desarrollan durante el Messiniense arrecifes costeros (Martín y Braga, 1994, 1996; Esteban, 1996; Esteban *et al.*, 1996) con sus geometrías definidas por los cambios relativos del nivel del mar (Braga y Martín, 1996).

El relleno de las cuencas sedimentarias postorogénicas se puede dividir en seis unidades aloestratigráficas (Fig. I.4.) cuyos límites los conforman discontinuidades mayores que representan eventos tectónicos y/o eustáticos que se reconocen a escala de toda la Cordillera Bética (Fernández *et al.*, 1996a; Viseras *et al.*, 2004b, 2005). Aunque la arquitectura estratigráfica es similar en todas las cuencas postorogénicas, los ambientes deposicionales dentro de cada unidad varían en función de la naturaleza de la sedimentación en la cuenca. Dado que el interés de este trabajo se centra en la Cuenca continental de Guadix, en el siguiente epígrafe detallaré los principales medios sedimentarios que ocuparon cada una de las seis unidades desde el inicio de la sedimentación en la cuenca hasta el final de su relleno.

I.3.2. LA CUENCA DE GUADIX. ARQUITECTURA ESTRATIGRÁFICA Y EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA.

Antes de comenzar con la descripción de la arquitectura estratigráfica, es de vital

Vera (1970b) trata la totalidad de la Depresión de Guadix y Baza como una sola cuenca en la que se pueden diferenciar dos dominios con un régimen sedimentario diferente, basándose en las características litoestratigráficas de los sedimentos pliocenos y pleistocenos. Los dos dominios que distingue son el sector de Guadix, en el que predomina la sedimentación fluvial, y el sector de Baza-Huércar, en el que predominan los depósitos lacustres, y el límite entre ambos estaría constituido por los relieves de la Sierra de Baza y el Jabalcón. Esta idea se refleja también en los estudios de Peña (1979, 1985). Sebastián-Pardo *et al.* (1975) y Sebastián-Pardo (1979) apoyan esta subdivisión con sus resultados del análisis mineralógico de las arcillas depositadas en cada sector de la cuenca.

Posteriormente, Fernández *et al.* (1989b) y Vera *et al.* (1991) distinguen una gran depresión divisible en dos subcuencas, en las que existe una extensa banda de conexión para el Plioceno y Pleistoceno. Viseras (1991) recoge en su Tesis Doctoral una discusión al respecto, en la que aborda esta problemática desde un punto de vista histórico. Plantea el interés de considerar dos cuencas desde el punto de vista de la relación entre los procesos sedimentarios y los eventos tectónicos. Propone como límite entre los dos sectores el accidente de Tíscar, que transcurre con una orientación aproximada NNO-SSE desde las estribaciones de la Sierra de Segura hasta la costa del Cabo de Gata. Alude a Boccaletti *et al.* (1987), que consideran a la Cordillera Bética dividida en cuatro sectores de E a O, limitados por grandes accidentes con orientación NNO-SSE. De esta forma plantea que las diferencias estructurales y un comportamiento tectónico distinto de los márgenes de la cuenca en uno y otro sector probablemente impriman rasgos diferentes en la sedimentación, por lo que tiene sentido hablar de dos sectores diferenciados. Por otro lado, destaca la conexión a nivel de procesos sedimentarios entre ambos sectores. Tanto en las épocas en las que el lago presente en el sector de Baza ha actuado como nivel de base para el sistema fluvial desarrollado en la zona de Guadix, como en momentos recientes, en que ambas áreas han sido sometidas a los mismos procesos tectónicos y erosivos, se pueden ver las similitudes entre el sector de Guadix y el de Baza. Viseras (1991) concluye que el área a la que se denomina en conjunto como Depresión de Guadix-Baza puede considerarse una gran

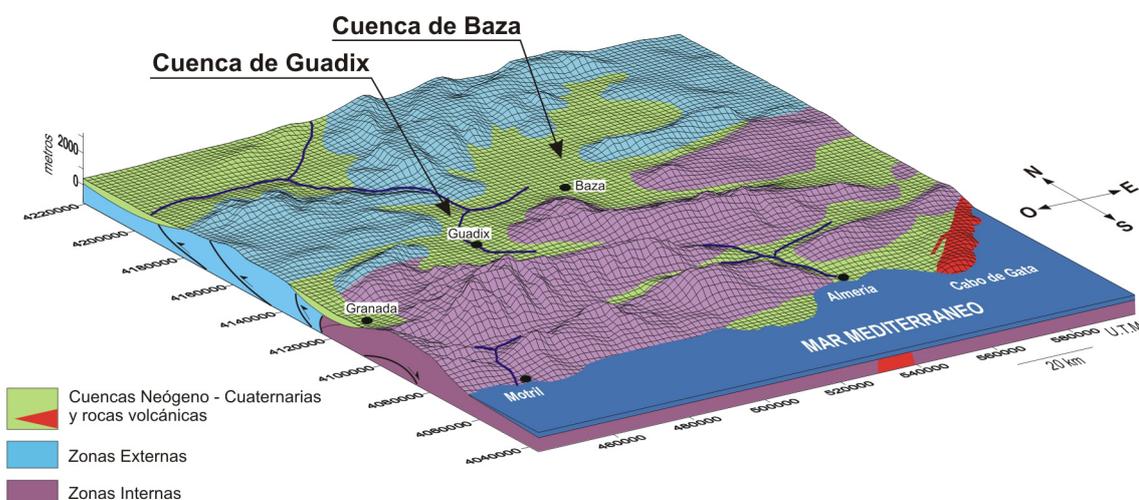


Figura I.5. Posición geográfica de las cuencas de Guadix y de Baza dentro de la gran Depresión de Guadix-Baza, y dominios geológicos principales del área.

Figure I.5. Geographic position of the Guadix and Baza basins within the large Guadix-Baza Depression, and major geological domains in the area.

cuenca susceptible de ser dividida en al menos dos subcuencas principales conectadas por una banda próxima a 20 Km, con orientación NNO-SSE, desde los relieves de las Sierras del Pozo y Castril hasta el Jabalcón.

Siguiendo los criterios planteados por Viseras (1991) y dada la diferente naturaleza sedimentaria de los materiales que ocupan cada uno de los sectores, cuando en este trabajo se hable de la Cuenca de Guadix-Baza, será considerando la totalidad de la Cuenca de Guadix-Baza como una gran depresión divisible en dos cuencas menores (Fig. 1.5.). En este trabajo, estas dos subcuencas se denominarán a partir de ahora Cuenca de Guadix en el caso del sector occidental, y Cuenca de Baza, en el caso del sector oriental, constituyendo el relieve del Jabalcón el límite natural entre ambas, como ya sugirió Peña (1985). Estos dos términos ya han sido

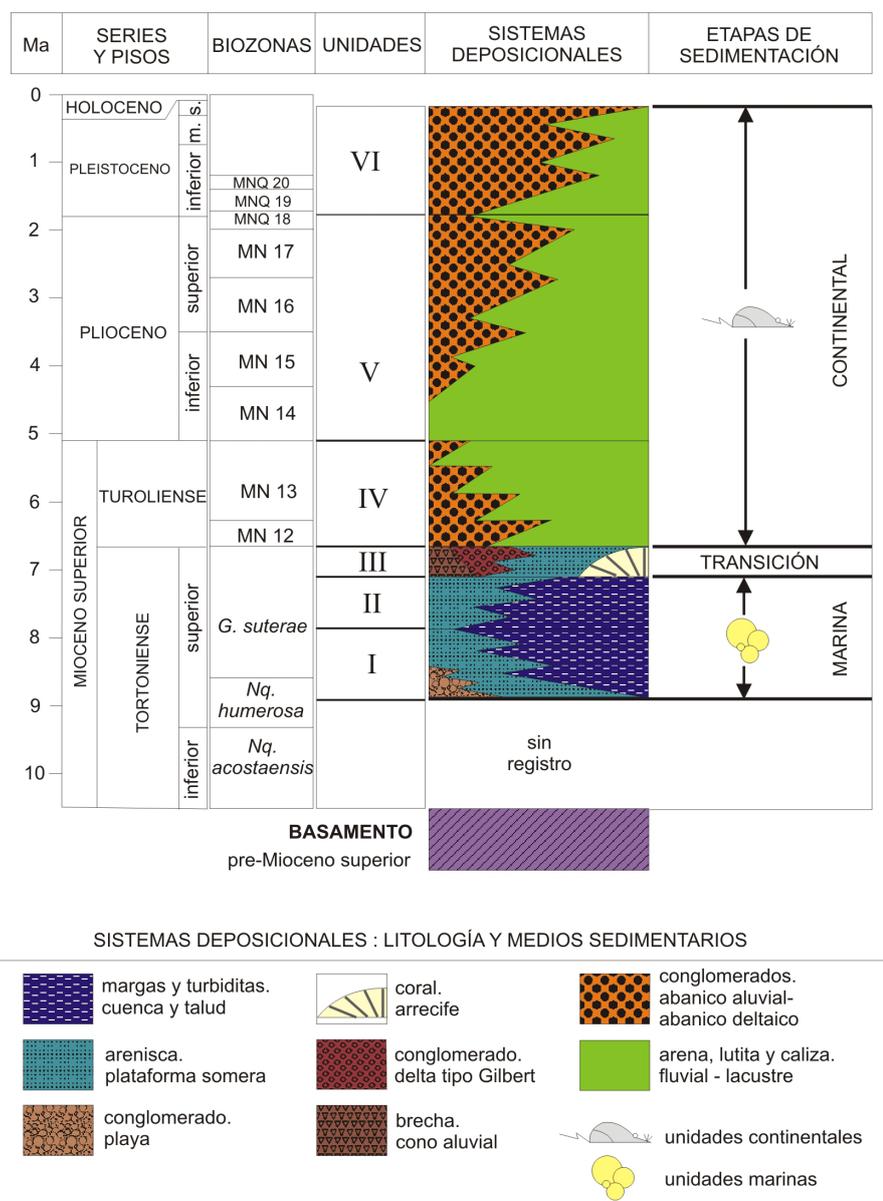


Figura I.6. Unidades aloestratigráficas en las que se divide el relleno sedimentario de la Cuenca de Guadix (modificada de Viseras *et al.*, 2004b).

Figure I.6. Allostratigraphic units in which the sedimentary filling of the Guadix Basin is divided (modified from Viseras *et al.*, 2004b).

utilizados anteriormente en la literatura internacional con el mismo significado geográfico que se les atribuye en este trabajo (Fernández *et al.*, 1996a, 1996b; Soria *et al.*, 1998, 1999; Viseras *et al.*, 2006; Gibert, 2007; Gibert *et al.*, 2007; Guerra-Merchán y Serrano, 2007; entre otros).

Una vez aclarada la cuestión terminológica, se expondrán a continuación las tres etapas estratigráficas que han dado lugar al relleno sedimentario postorogénico de la Cuenca de Guadix (Fig. I.6.) (Fernández *et al.*, 1996a; Soria *et al.*, 1998; Viseras *et al.*, 2004b, 2005).

I.3.2.1. Etapa de relleno marino

El relleno marino en la Cuenca de Guadix está representado por las unidades aloestratigráficas I y II (Fernández *et al.*, 1996a; Soria *et al.*, 1998, 1999; Viseras *et al.*, 2004b, 2005).

Unidad I

La unidad I (Fig. I.6.), de edad Tortoniense superior, abarca la parte superior de la zona de *Nq. humerosa* y la parte inferior de la zona de *G. suteræ* (Viseras *et al.*, 2006). Representa el relleno de la irregular paleogeografía que se generó tras las primeras fases de creación de relieve e individualización de las cuencas postorogénicas en la Cordillera Bética (Fernández *et al.*, 1996a), por lo que muestra grandes variaciones de potencia y geometrías de solapamiento en los márgenes y al adosarse a los altos relativos existentes en el basamento de la cuenca.

Los materiales de esta unidad constituyen un cortejo sedimentario transgresivo (TST, *transgressive systems tract*) que comprende tres asociaciones litológicas correspondientes a sistemas deposicionales cuyas relaciones espaciales definen un patrón de apilamiento de estratos retrogradante. La asociación basal consiste en conglomerados costeros transgresivos superpuestos de forma discordante a las calizas del basamento de las Zonas Externas, que evolucionan verticalmente hacia facies más profundas. Vertical y lateralmente aparecen calcarenitas bioclásticas de plataforma, con un abundante contenido fosilífero indicando ambientes someros, que distalmente pasan a margas pelágicas con abundantes foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo, típicas de talud y cuenca pelágica (Rodríguez-Fernández, 1982, Fernández *et al.*, 1996a, Soria *et al.*, 1998, 1999; Viseras *et al.*, 2004b, 2005).

Unidad II

Posteriormente al depósito de la Unidad I tiene lugar el evento Intratortoniense 1 (Estévez *et al.*, 1982), una fase compresiva a nivel regional durante la cual se producen los últimos cabalgamientos en las Zonas Externas de la Cordillera Bética, y que genera plegamientos y discordancias progresivas en dicha unidad.

Discordantemente sobre ella se deposita en el Tortoniense superior (parte intermedia de la biozona de *G. suteræ*) (Soria *et al.*, 1999) la Unidad II (Fig. I.6.), que representa la sedimentación durante un período de nivel del mar relativo alto (HTS, *High stand systems tract*) (Fernández *et al.*, 1996a; Soria *et al.*, 1998; Viseras *et al.*, 2004b, 2005, 2006). Sus sedimentos muestran una evolución que va desde facies de margas pelágicas y de talud a la base de la

unidad hasta facies someras de plataforma carbonatada a techo de la misma, conformando megasecuencias de estratos progradantes.

I.3.2.2. Etapa de transición marina-continental

Esta etapa está representada por los materiales pertenecientes a la Unidad III (Fig. I.6.), de edad Tortoniense superior (parte alta de la biozona *G. suterae*) (Viseras *et al.*, 2006) que conforman un cortejo sedimentario que lateralmente pasa de ser continental a marino con bajo nivel del mar (LST, *low stand systems tract*) (Fernández *et al.*, 1996a; Soria *et al.*, 1998; Viseras *et al.*, 2004b, 2005). De la unidad infrayacente la separa el evento intratortoniense 2 (Viseras *et al.*, 2005), denominado evento finitortoniense en trabajos previos (Soria, 1993; Fernández *et al.*, 1996a), durante el cual se produce un levantamiento tectónico importante que provoca una rápida caída relativa del nivel del mar. El resultado es una paleogeografía caracterizada por áreas marginales emergidas y zonas sometidas a sedimentación marina somera restringidas a los sectores centrales. En la Cuenca de Guadix, el registro sedimentario de esta etapa lo conforman litologías y ambientes sedimentarios muy variados, como abanicos aluviales, deltas de tipo Gilbert, depósitos de plataforma terrígena, arrecifes, estromatolitos costeros, calizas algales de plataforma carbonatada o evaporitas (García-García, 2003, 2004; García-García *et al.*, 2001, 2006a, 2009), a los que se atribuye una edad Tortoniense superior.

I.3.2.3. Etapa continental

Dentro de este epígrafe se presentan dos subapartados. El primero de ellos trata de forma general sobre la evolución de la sedimentación continental en la Cuenca de Guadix y el paso a una etapa erosiva una vez se produce el paso de toda la Depresión de Guadix-Baza de endorreica a exorreica. El segundo trata específicamente del sector que se ha estudiado en la presente Tesis Doctoral.

I.3.2.3.1. Sedimentación continental en la Cuenca de Guadix

La continentalización de la cuenca se produce en un contexto definido por la caída eustática del final del Tortoniense y por la estructuración tectónica que provoca un importante cambio fisiográfico, básicamente implicando la expansión de cuencas previamente marinas y la migración de los depocentros. Esta etapa de estructuración tectónica, que comienza con el evento finitortoniense (Viseras *et al.*, 2004b, 2005), va ligada a la actividad de los principales sistemas de fallas, el ajuste isostático relacionado con el levantamiento de Sierra Nevada, y su plegamiento como un gran antiforme, todo en un contexto de compresión NNW-SSE (Sanz de Galdeano, 1983; Fernández *et al.*, 1991b).

Durante esta etapa las cuencas postorogénicas del sector central de la Cordillera Bética son marcadamente asimétricas, con un margen sur tectónicamente pasivo y con su eje paleogeográfico próximo al margen norte, tectónicamente activo (Fernández *et al.*, 1996b). Su arquitectura estratigráfica es el resultado de la acumulación de las unidades aloestratigráficas IV, V y VI (Fig. I.6.) (Fernández *et al.*, 1996a, 1996b; Soria *et al.*, 1998; Viseras *et al.*,

2004b, 2005). Durante la etapa continental la gran Depresión de Guadix-Baza tiene un comportamiento endorreico, con un lago somero situado en la Cuenca de Baza, que actúa como nivel de base para la sedimentación que se está produciendo en la Cuenca de Guadix. Para las tres unidades continentales que aparecen en esta última (unidades IV, V y VI) se plantea un modelo paleogeográfico similar (Fig. I.7.), en el que coexisten tres sistemas de drenaje

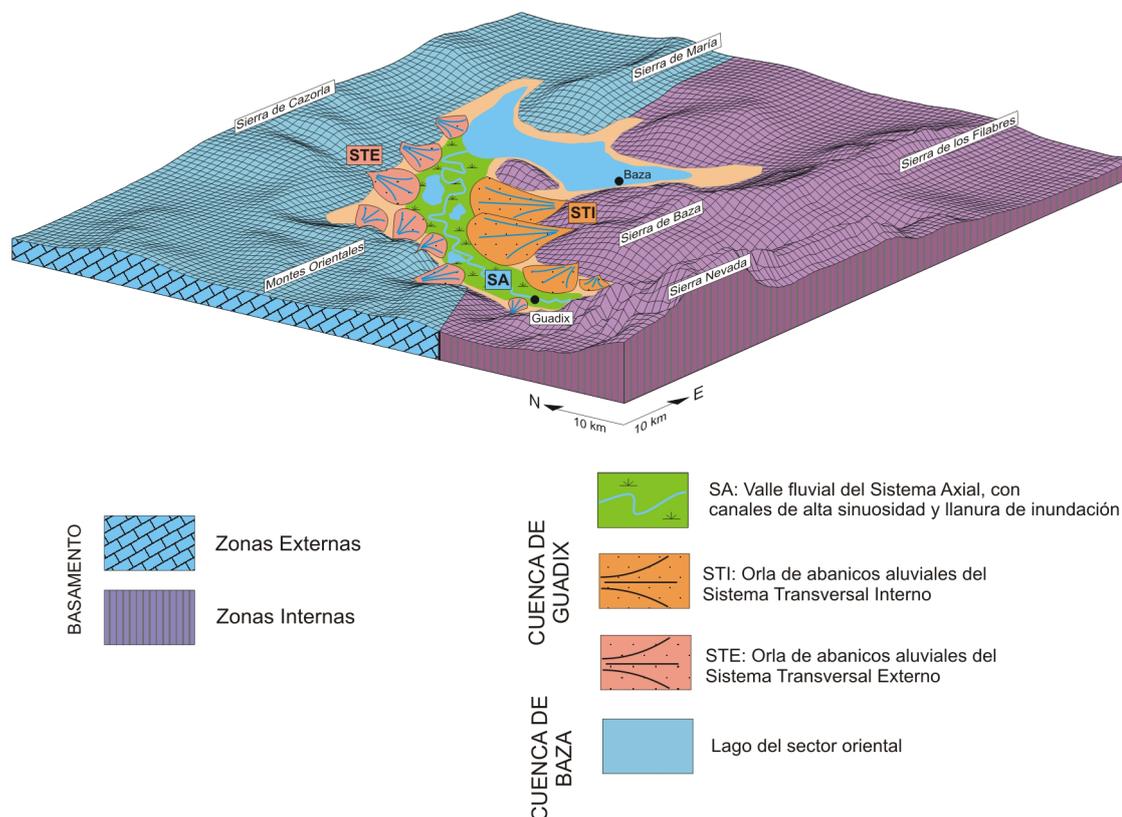


Figura I.7. Esquema 3D de la paleogeografía de la cuenca en el que se muestran los tres sistemas de drenaje principales (modificada de Viseras *et al.*, 2006).

Figure I.7. 3D scheme representing the paleogeography of the basin showing the three main drainage system (modified from Viseras *et al.*, 2006).

principales (Viseras y Fernández, 1989; Viseras, 1991): un sistema fluvial longitudinal, que desemboca en el lago del sector de Baza, y dos sistemas de abanicos aluviales que lo alimentan transversalmente.

El sistema fluvial, denominado Sistema Axial (SA) por su recorrido aproximadamente paralelo al eje paleogeográfico de la cuenca, presenta un estilo sinuoso, predominantemente meandriforme (Viseras, 1991; Viseras *et al.*, 2006; Pla-Pueyo, 2006b; Pla-Pueyo *et al.*, 2006, 2009), con etapas en las que en sus facies medias-distales predomina la sedimentación carbonatada en lagos efímeros formados en la llanura de inundación (Arribas *et al.*, 1988; Soria y Fernández, 1989; Viseras, 1991; Viseras y Fernández *et al.*, 1996b; Viseras *et al.*, 2006; Pla-Pueyo *et al.*, 2007b, 2007c, 2008c, 2009).

El Sistema Transversal Externo (STE), denominado inicialmente Sistema Transversal Subbético (Viseras, 1991), lo forman pequeños abanicos aluviales frecuentemente aislados entre sí, que se alimentan de los relieves de las Zonas Externas de la Cordillera Bética (Viseras y Fernández, 1992; Viseras, 1991; Fernández *et al.*, 1991a, 1991c, 1993).

El Sistema Transversal Interno (STI), al que en un principio se le atribuyó la denominación de Sistema Transversal Bético (Viseras, 1991), presenta en cambio abanicos aluviales con su área fuente en las Zonas Internas de la cordillera, con un radio elevado, que puede superar los 10 Km, y que coalescen frecuentemente entre sí, formando sistemas de bajada o piedemonte (Viseras, 1991; Fernández *et al.*, 1996b; Viseras y Fernández, 1994, 1995).

La relación espacial entre los tres sistemas de drenaje principales (SA, STI y STE) en cada momento de la evolución de la cuenca se expone a continuación para cada una de las tres unidades continentales (unidades IV, V y VI).

Unidad IV

Esta unidad ha sido situada entre el Turolense medio (Zona MN12) y el Messiniense (Zona MN13) por diversos autores (Cuevas *et al.*, 1984; Sesé, 1989; Soria y Ruiz-Bustos, 1992; Fernández *et al.*, 1996a; Soria *et al.*, 1998, 2003; Viseras *et al.*, 2004b, 2005). Según los estudios de bioestratigráficos más recientes (Minwer-Barakat, 2005; Minwer-Barakat *et al.*, 2008c), se propone el comienzo de la Unidad IV en el Turolense superior, abarcando dicha unidad todo el intervalo temporal correspondiente a la Zona MN13, aunque el propio Minwer-Barakat (2005) reconoce en su Tesis Doctoral que el hecho de no haber encontrado registro fósil de micromamíferos que identifiquen la zona MN12 (según las zonas de mamíferos propuestas en Mein, 1990) en la base de la Unidad IV en el sector estudiado no excluye la posibilidad de que el relleno continental se iniciara durante esta biozona.

La Unidad IV presenta grandes variaciones de espesor, y se puede dividir en dos conjuntos sedimentarios. El primero, con un carácter proximal, lo constituyen conglomerados de abanicos aluviales del STE, que yacen discordantes sobre el basamento de las Zonas Externas, y que hacia el centro de la cuenca pasan al segundo conjunto. Estas otras facies, con un carácter más distal, están formadas por sedimentos lutíticos con intercalaciones de paleosuelos y capas de sedimentos ricas en carbonato, intensamente bioturbadas, que contienen restos de organismos de agua dulce (gasterópodos y caráceas) (Soria y Fernández, 1989; Fernández *et al.*, 1993; Soria *et al.*, 1998, 1999), y que se superponen discordantes a las unidades aloestratigráficas II y III (Fig. I.6.).

Desde el punto de vista paleoambiental, la unidad IV se interpreta como un sistema de abanico aluvial- abanico deltaico que conecta hacia el NE con la llanura lutítica que corresponde a la orla palustre del lago (Fernández *et al.*, 1993).

Unidad V

La unidad V (Fig. I.6.) está separada de la unidad infrayacente por el denominado evento finimioceno (Fernández *et al.*, 1996a; Soria *et al.*, 1998), que marca el límite entre el Mioceno y el Plioceno y que representa el final de la compresión que tiene lugar hasta el Mioceno terminal. Esta unidad es expansiva respecto a la unidad infrayacente, y durante ella los depocentros que ya existían para la Unidad IV se acentúan y migran al Norte, enfatizando la asimetría del relleno de la cuenca (Fernández *et al.*, 1996b).

Esta unidad es la más potente de las tres unidades continentales, y es en la que están mejor

desarrollados los tres sistemas de drenaje principales (SA, STI y STE), por lo que la unidad V se ha tomado en estudios previos como referencia para elaborar el modelo paleogeográfico global que integra todos los ambientes sedimentarios de la etapa continental (Fernández *et al.*, 1996b).

Unidad VI

El cambio entre las unidades V y VI revela el rápido desplazamiento hacia el Norte del eje paleogeográfico de la cuenca, representado por el Sistema Axial, y un drástico cambio en los estilos de sedimentación. El denominado evento intraplioceno (Soria *et al.*, 1998), un cambio en el régimen tectónico que se manifiesta por una disminución de la tasa de subsidencia en las cuencas interiores del sector central (entre ellas la Cuenca de Guadix), se ha considerado en trabajos anteriores el comienzo de la unidad VI (Fig. I.6.), ya que se detecta como una discordancia en los márgenes de la cuenca (Viseras, 1991; Fernández *et al.*, 1996a, 1996b; Soria *et al.*, 1998; Viseras *et al.*, 2004, 2005). Hasta la fecha, no se había podido determinar con precisión la posición de este límite en el centro de la cuenca, pero los estudios paleomagnéticos realizados recientemente (Pla-Pueyo *et al.*, 2008a) han permitido datar el momento en que el Sistema Axial se desplaza repentinamente hacia el NO y la tasa de sedimentación desciende drásticamente en el sector central, momento que aún lo que se consideran rasgos identificativos del cambio de unidades. Esta nueva edad para la superficie que separa el cambio de unidades, que se presentará más adelante como parte de los resultados de este trabajo, corresponde al límite inferior del subcron Olduvai (1.778Ma) (Pla-Pueyo *et al.*, 2008a).

La presencia de los tres sistemas de drenaje se mantiene respecto a la Unidad V, aunque se advierte un incremento en el radio de los abanicos aluviales del STI, que coalescen formando una bajada o una llanura trenzada (Viseras y Fernández, 1994, 1995; Viseras *et al.*, 2004b). En cuanto al SA, en el sector central de la cuenca es observable un aumento de la sedimentación carbonatada respecto a la unidad infrayacente (Pla-Pueyo *et al.*, 2009), y la tendencia del sistema fluvial es a continuar su desplazamiento hacia el NO (Viseras, 1991). El STE no sufre cambios apreciables en cuanto a su extensión en comparación con la unidad V.

Fin de la sedimentación y captura

Tras los últimos depósitos de colmatación de la cuenca se produce la captura del Sistema Axial por un afluente del río Guadalquivir, el Guadiana Menor, debido al desplazamiento hacia el Norte que sufre el eje de la cuenca y que acerca al SA a la divisoria de aguas con la cuenca hidrográfica del Guadalquivir (Vera, 1970b; Estévez *et al.*, 1976; Viseras y Fernández, 1992; Calvache y Viseras, 1995, 1997; Calvache *et al.*, 1996). Esta captura generó en algunas zonas un flujo con sentido inverso y el paso del conjunto de la Cuenca de Guadix-Baza de endorreica a exorreica. El cambio hidrodinámico sufrido afectó al nivel de base, obligando al curso fluvial a adaptarse a un nuevo perfil de equilibrio que aún no ha alcanzado en la actualidad, de forma que durante el Holoceno la red fluvial se ha encajado en los materiales que previamente había depositado, erosionando intensamente los sedimentos que rellenan la cuenca y generando el actual modelado en cárcavas tan característico del paisaje de la comarca.

I.3.2.3.2. Sedimentación continental en el sector estudiado

Los yacimientos de macrovertebrados localizados en el marco del Proyecto Fonelas aparecen en materiales de las unidades V y VI (Pla-Pueyo *et al.*, 2008a), por lo que los estudios estratigráficos y sedimentológicos que se han realizado a lo largo de esta Tesis Doctoral tratan de contribuir a una mejor caracterización de las dos últimas unidades del relleno sedimentario de la cuenca (Pla-Pueyo, 2006a, 2006b; Pla-Pueyo *et al.*, 2006, 2007a, 2007b, 2007c, 2008a, 2008b, 2008c, 2009). Los resultados de la presente Tesis Doctoral han permitido hacer una distinción más clara entre las unidades V y VI y han aportado novedades en lo referente a la posición del límite entre ambas (Pla-Pueyo *et al.*, 2008a, 2009), por lo que la única generalización que se asumirá en este trabajo para estas dos unidades continentales será la existencia de los tres sistemas de drenaje principales, considerándose el resto de rasgos estratigráficos y sedimentológicos independientes y característicos de cada unidad.

Lo más destacable en la unidad V en el sector que se ha estudiado en esta Tesis es el predominio de los depósitos fluviales siliciclásticos del Sistema Axial respecto a aquellos de naturaleza carbonatada depositados en lagos efímeros en la llanura de inundación. Los depósitos fluviales presentan en el sector central de la cuenca una elevada tasa de sedimentación (Pla-Pueyo *et al.*, 2008a), favorecida por una subsidencia de tipo tectónico (Pla-Pueyo *et al.*, 2007a, 2009), lo que posibilita que los depósitos sean tan potentes en este sector. Por el contrario, la Unidad VI presenta abundante sedimentación carbonatada de tipo palustre-lacustre en el sector objeto de estudio, lo que ha dado pie a la elaboración de diversos trabajos centrados en la naturaleza de estos carbonatos y su posible significado paleoclimático (Pla-Pueyo *et al.*, 2007b, 2007c, 2008c, 2009).

I.4. ESTADO DEL CONOCIMIENTO SOBRE LA CUENCA DE GUADIX

El relleno continental de la Cuenca de Guadix ya ha sido estudiado con anterioridad por otros autores en muchos aspectos. Dado que una parte importante del presente estudio se basa en las aportaciones que estos autores han hecho al conocimiento estratigráfico, sedimentológico y paleontológico sobre la Cuenca de Guadix, se expondrá a continuación una reseña de la evolución de dicho conocimiento desde las primeras referencias de las que se tiene constancia hasta los estudios más recientes.

I.4.1. ESTUDIOS ESTRATIGRÁFICOS Y SEDIMENTOLÓGICOS PREVIOS EN LA CUENCA DE GUADIX

El enfoque aplicado a los estudios sobre el relleno de la Cuenca de Guadix ha ido variando con el tiempo en relación con las tendencias predominantes en cada momento en la ciencia de la Geología. Por este motivo, se ha decidido dividir este apartado de antecedentes estratigráficos y sedimentológicos en tres bloques, cada uno de los cuales se inicia con un trabajo que ha supuesto un salto importante en lo referente al conocimiento de la cuenca.

El primero de los bloques abarca todos los estudios realizados desde los comienzos de las investigaciones en la Cuenca de Guadix hasta 1970, y corresponde a lo que podría denominarse la etapa “clásica” en cuanto al estilo de las investigaciones.

El segundo bloque comienza con el trabajo de Vera (1970b), un estudio integral sobre la totalidad de la Depresión de Guadix y Baza que supone el pilar en el que se basan la gran mayoría de las investigaciones de carácter estratigráfico y sedimentológico realizadas desde entonces en la Cuenca de Guadix. A esta etapa se le podría atribuir un carácter “horizontal”, dado que muchos de los estudios, empezando por los del propio Vera (1970a, 1970b) se centran bastante en las relaciones laterales de facies en las distintas etapas de relleno de la cuenca.

En cuanto al tercer bloque, se inicia en 1991 con la Tesis Doctoral de Viseras (1991), y marca un punto de inflexión en cuanto a los estudios sedimentológicos en la Cuenca de Guadix. Viseras (1991) marca el comienzo de la etapa “vertical” en los estudios de la cuenca, ya que introduce la aplicación de los conceptos de la estratigrafía secuencial y del análisis tectoestratigráfico, que han seguido vigentes en los estudios desde 1991 hasta la actualidad.

A continuación se comentarán brevemente dentro de cada bloque los trabajos que han realizado las aportaciones más importantes al conocimiento de la Cuenca de Guadix desde el punto de vista del objeto de este trabajo.

I.4.1.1. Estudios hasta 1970

El primer científico que menciona en sus escritos la Cuenca de Guadix es Silvertop (1834, 1836), aunque es Von Drasche, en 1879, el primero en hablar de la Formación de Guadix como un conjunto de materiales con entidad propia. Este autor (Von Drasche, 1879) divide en dos formaciones lo que él denomina “rocas modernas” (posteriores al Mioceno, pertenecientes al Neógeno del sector central de la Cordillera Bética): los Conglomerados de la Alhambra y la Formación de Guadix. Describe en términos de composición litológica y tamaño de grano los materiales que componen la Formación de Guadix y concluye que se trata de materiales continentales de origen fluvial. Aún así, no proporciona datos sobre la edad de la formación ni sobre su estratigrafía, siendo Siegert en 1905 el primero en aportar indicaciones precisas al respecto.

Siegert (1905) lleva a cabo un estudio geológico del conjunto de la depresión, aportando un esquema que será válido hasta 1970. Siegert (op.cit.) describe una serie de formaciones para toda la Cuenca de Guadix y Baza, y sitúa en la parte occidental de la cuenca, es decir, en la zona de Guadix, el complejo detrítico bautizado por Von Drasche (1879) como Formación de Guadix, a la que Siegert (1905) atribuye una edad pliocena.

Sólo un año después, Hobbs (1906) publica un estudio de la Formación de Guadix que presenta ciertas diferencias con las investigaciones anteriores (Von Drasche, 1879; Siegert, 1905). Este autor engloba dentro del término Formación de Guadix a las dos formaciones post-miocenas diferenciadas por Von Drasche y a otra formación más, que él denomina “*Block formation*”, que por la descripción parece corresponder a la formación denominada por Von Drasche (1879) como “Gonfolitas Miocenas”. Describe lo que él denomina “la Formación Guadix de Von Drasche” e interpreta los sedimentos de mayor granulometría como depósitos torrenciales y la sedimentación fina como depósitos de ambientes más tranquilos y como *loess*.

Plantea la existencia de lagos temporales en los valles para explicar la horizontalidad de las capas, que es especialmente marcada en los sectores centrales, y propone un clima árido con muchos contrastes para el depósito de la formación. Los estudios de Hobbs no parecen tener una repercusión importante en investigaciones posteriores, siendo Von Drasche (1879) y Siegert (1905) los principales referentes para los científicos que casi medio siglo más tarde retoman el estudio de la zona.

En 1950 Fallot, Solé, Colom y Birot publican sus primeros estudios (Fallot *et al.*, 1950a, 1950b) centrados en el sector de Baza. Estos autores establecen una diferenciación de más antiguo a más moderno, denominando “Vindoboniense marino” a base de la sucesión, y “Serie de Baza” a la parte superior, continental, formada por cuatro niveles superpuestos. Asimismo indican que el conjunto pasa a una formación más detrítica hacia el Oeste. De esta formación más detrítica se ocupan parcialmente en otro estudio algo posterior (Fallot *et al.*, 1960a), proporcionando algunos datos sobre los materiales neógenos que se encuentran al borde del Macizo del Mencil, aunque es en 1967, ya fallecido Fallot, cuando se publica un estudio exhaustivo centrado en la formación detrítica que aparece en la zona de Guadix (Fallot *et al.*, 1967). En este trabajo, Fallot, Fauré-Muret y Fontboté se basan en sus estudios previos (Fallot *et al.*, 1950a, 1950b, 1963) así como en las publicaciones de otros autores que trabajan también en los materiales del conjunto de la Cuenca de Guadix-Baza (Colom, 1951; Jodot, 1953, 1957, 1958; Birot y Solé Sabarís, 1957; Aguirre, 1963) para elaborar un trabajo detallado sobre la estratigrafía de la Formación Guadix, cuyos límites redefinen, agrupando en el término Formación Guadix todos los materiales post-vindobonienses, de forma análoga a la división que realizaron de los materiales de la “Serie de Baza” (Fallot *et al.*, 1950a). Dividen la Formación Guadix en tres términos que comienzan con una capa de carbonatos (“capas claras del Río Fardes”) a las que se superpone un conjunto detrítico muy potente, y que culmina en un último término consistente en una cobertera de grava de algunos metros de espesor. A partir de los restos fósiles de *Elephas meridionalis* (Aguirre, 1963) establecen una similitud entre los materiales de Baza y de Guadix, señalando la diferencia a nivel de facies entre ambas localizaciones. En un intento de correlacionar ambas partes de la cuenca, utilizan niveles de gasterópodos estudiados en la región de Baza (Jodot, 1953) para plantear que la “serie del Río Fardes” equivale a la parte inferior de la “Serie de Baza”.

A la hora de datar la Formación Guadix, Fallot *et al.* (1967) se basan en los estudios de Jodot (1958) sobre gasterópodos continentales para precisar una base de edad Mioceno superior-Pontense (paso del Mioceno al Plioceno) para la serie de Fonelas y una edad Plioceno a Villafranchense (Plioceno superior) para el límite superior, basándose en los restos de *Elephas meridionalis* hallados por ellos y en la comparación con la parte superior de la “Serie de Baza”.

Estos autores son los primeros en plantear una historia de la evolución de la cuenca en el sector de Guadix (Fallot *et al.*, 1967), que comienza con una transgresión marina en el Mioceno superior y continúa con una erosión posterior y con el depósito de las capas carbonatadas. Sobre ellas se depositan materiales fluviales de un gran espesor, las “capas de Guadix”, que se acumulan a favor de una subsidencia nacida de las deformaciones tectónicas. Estas deformaciones se atenúan a lo largo del Plioceno, dando lugar al desarrollo de una superficie apenas abarrancada que no se modifica, y sobre la que se deposita la película de aluviones cuaternarios.

Los siguientes autores en publicar datos sobre la gran Cuenca de Guadix-Baza son Alvarado y Saavedra (1966), pero son González-Donoso y Vera (González-Donoso y Vera, 1968; Vera, 1968) quienes toman el relevo con sus estudios sobre el Mioceno de la depresión y sus interpretaciones sobre los medios sedimentarios que intervinieron en el depósito de la “Serie de Baza” en la región Baza-Caniles-Serón.

En 1970, Vera publica dos trabajos. El primero de ellos (Vera, 1970a) resume las características de las facies del Plioceno de la totalidad de la Cuenca de Guadix-Baza y proporciona una estimación de cómo se distribuyen las mismas en el conjunto de la depresión. En este trabajo, Vera define una serie de formaciones litoestratigráficas para el Plioceno que servirán de base para un segundo trabajo (Vera 1970b) que marcará un hito en la historia del estudio geológico de la cuenca.

I.4.1.2. Estudios desde 1970 hasta 1991

Como ya se ha comentado en el epígrafe anterior, en 1970 Vera publica un estudio litoestratigráfico detallado de toda la Cuenca de Guadix-Baza (Vera, 1970b) cuya influencia va a ser trascendental de cara a las investigaciones a realizar a partir de entonces, no sólo por su contenido, sino por la variada y en cierto sentido novedosa metodología de estudio empleada respecto a trabajos anteriores. Aparte de las técnicas tradicionales, como el levantamiento de perfiles estratigráficos o el estudio de la fauna como método de datación, Vera (op. cit.) realiza una serie de análisis sedimentológicos en el laboratorio (estudios mineralógicos y granulométricos de arenas, determinación de minerales pesados, estudios morfométricos y determinación de carbonatos por calcimetría y compleximetría) que complementa con datos geofísicos y de sondeos. Además, publica en su trabajo la primera cartografía geológica completa de la Cuenca de Guadix-Baza, aunando los sectores cartografiados por autores anteriores (Fallot *et al.*, 1960b, 1967; Alvarado y Saavedra, 1966; Vera, 1968) y completando con sus propios datos las áreas no cartografiadas anteriormente.

Para Vera (1970b) el relleno de la cuenca, cuyos límites son arbitrarios, dada su comunicación con otras depresiones mediante el afloramiento continuo de materiales neógenos y cuaternarios, se puede dividir en tres etapas sucesivas. Esto marca el inicio de un período en el que los estudios sobre la cuenca presentan un carácter marcadamente horizontal, cobrando mucha importancia las relaciones laterales dentro de cada una de las tres etapas definidas.

La primera etapa comienza con la retirada del mar durante el Mioceno. En este momento la cuenca se interpreta como una albufera con comunicación eventual con el mar a través del Valle del Almanzora, y predominan los depósitos de origen fluvial.

La segunda etapa transcurre durante el Plioceno y el Cuaternario antiguo, y presenta un esquema paleogeográfico que da lugar al establecimiento de cuatro formaciones en relación de cambio lateral de facies. Dos de ellas están situadas en el sector occidental o de Guadix, las denominadas Fm. Guadix (fluvial) y Fm. Gorafe-Huélago (lacustre), y las otras dos en el sector oriental (antigua Serie de Baza para Fallot *et al.*, 1967), a las que Vera (1970b) atribuye los nombres de Fm. Serón-Caniles y Fm. Baza.

La última etapa tiene lugar durante el Cuaternario antiguo y se corresponde con la colmatación de la cuenca, tras la cual se produce un levantamiento de conjunto, que lleva a la

construcción y encajamiento de la red fluvial actual.

Posteriormente al trabajo de Vera (1970b) y sobre la base de su nuevo planteamiento comienzan a diversificarse los estudios relacionados con el conjunto de la Cuenca de Guadix-Baza. Aparte de los estudios estratigráficos (Foucault, 1971; Marín, 1971), por primera vez comienzan a desarrollarse estudios de tipo estrictamente mineralógico (Sebastián-Pardo, 1974, 1979; Sebastián-Pardo *et al.*, 1975, 1980a, 1980b, 1981; Nieto *et al.*, 1980), y se empiezan a llevar a cabo los primeros estudios enfocados a determinar la influencia de la tectónica en la sedimentación en la cuenca (Estévez *et al.*, 1982) y en el ámbito de la Cordillera Bética (Sanz de Galdeano, 1983).

Los trabajos que recogen los resultados del asesoramiento geológico en las excavaciones paleontológicas del yacimiento de la Solana del Zamborino (Botella *et al.*, 1975; Casas *et al.*, 1975) dan pie a Peña (1975) para la adición de una nueva formación a la que denomina “Formación Solana del Zamborino”, nomenclatura que el mismo autor no conserva en trabajos posteriores (Peña, 1979, 1985).

Peña (1979) estudia los materiales que abarcan cronológicamente del Mioceno superior al Pleistoceno superior, y proporciona una reconstrucción paleogeográfica de la cuenca, a la que divide en un sector Oeste y un sector Este, utilizando como límite el relieve denominado Jabalcón. Desde el punto de vista estratigráfico divide los materiales del relleno de la totalidad de la Cuenca de Guadix-Baza en tres grupos:

-Grupo Guadix, formado por los materiales fluviales presentes en los bordes de la cuenca y en la parte central de la misma, que cambian lateralmente a las facies de los otros dos grupos.

-Grupo Gorafe-Huélago, que comprende los materiales lacustres situados en el sector Oeste.

-Grupo Baza, que incluye todos los materiales lacustres del sector Este.

A su vez, divide estos tres grupos en un total de dieciseis formaciones, aunque el carácter provisional que el propio autor atribuye a esta subdivisión (Peña, 1985) hace que en trabajos posteriores se recurra de nuevo a las formaciones propuestas por Vera (1970a, 1970b).

Además, Peña (1985) comenta algunos aspectos puntuales de la neotectónica que afecta a la sedimentación en la cuenca, y destaca la riqueza faunística de los yacimientos paleontológicos que aparecen en la cuenca, que según el propio autor, merecen un estudio más profundo. Peña (op. cit.) proporciona una aproximación a la historia geológica del conjunto de la Depresión de Guadix-Baza en la que por primera vez se incluye la tectónica como un factor principal que afecta a la sedimentación y a la evolución de la cuenca.

En 1986 se inician una serie de investigaciones que tratan de integrar la estratigrafía, la sedimentología y la paleontología de los yacimientos en el sector occidental de la cuenca (Alonso-Diago, 1986, 1989, 1990; Alberdi y Bonnadona, 1989).

Por otro lado, en este mismo año aparecen los primeros trabajos (García-Aguilar, 1986; Fernández *et al.*, 1986-1987) de una serie de publicaciones centradas en la sedimentología de los materiales continentales de la Cuenca de Guadix (Viseras y Fernández, 1988a, 1988b; 1989; Fernández *et al.*, 1989).

Del conjunto de trabajos de carácter sedimentológico realizados entre 1986 y 1989 cabe destacar los de Viseras y Fernández (1988a, 1988b) que proponen, describen e interpretan

una nueva formación (Formación Brechas del Río Gor) que añadir a las propuestas por Vera (1970b) para el sector occidental de la cuenca (Fm. Guadix, Fm. Gorafe-Huélago). Todas estas investigaciones culminan con la tesis doctoral de Viseras (1991), trabajo que supone un nuevo cambio en la visión sobre la Cuenca de Guadix dentro del conjunto de la Depresión de Guadix-Baza y un punto de inflexión que influirá sobre posteriores publicaciones.

I.4.1.3. Estudios desde 1991 hasta la actualidad

En contraposición a la etapa iniciada por Vera (1970b) en el estudio de la Cuenca de Guadix, en la que principalmente se presta atención a las relaciones laterales entre las facies que componen el relleno continental de la cuenca, la Tesis Doctoral de Viseras (1991) implica un cambio en esta tendencia. En este trabajo (Viseras, op.cit.) se da una mayor importancia a la configuración de la cuenca como una serie de secuencias separadas en la vertical a escala regional por eventos que reflejan una relación entre la sedimentación y la tectónica y a las que se aplican los principios de la estratigrafía secuencial y el análisis tectoestratigráfico. Por este motivo puede considerarse que el trabajo de Viseras marca el inicio de una etapa “vertical” en los estudios que se realizan en la cuenca.

Viseras (1991) considera la Cuenca continental de Guadix como una depresión independiente, diferente a la cuenca marina Tortoniense subyacente a ella, y estructurada en el Messiniense por la intersección de dos juegos de fracturas de orientación N30-40O y N20-40E, idea ya sugerida en parte por Sanz de Galdeano (1983). Viseras (1991) establece la división del relleno continental de los materiales aluviales de la Cuenca de Guadix en tres Unidades Tectosedimentarias, estratigráficamente superpuestas y limitadas por superficies que suponen el reflejo de eventos tectónicos reconocibles a escala de toda la cuenca, si bien mantiene, con ciertas modificaciones, la litoestratigrafía propuesta por Vera (1970b). Viseras (op. cit.) redefine el contenido de cada unidad, y descarta la Formación Serón-Caniles como tal, algo que ya proponía Guerra-Merchán (1990). La Formación Río Gor no resulta afectada, puesto que desde su definición (Viseras y Fernández, 1988a) tiene una correspondencia exacta con una unidad estratigráfica genética o Unidad Tectosedimentaria. La Formación Guadix queda restringida al conjunto de materiales depositados en ambientes de tipo aluvial, mientras que la Formación Gorafe-Huélago, ligeramente modificada respecto a su definición original, agrupa depósitos esencialmente lacustres, que equivalen lateralmente en el tiempo a la Formación Guadix.

Para las tres unidades continentales, Viseras propone un modelo paleogeográfico en el que se plantea la existencia de tres sistemas de drenaje principales. El denominado Sistema Axial (SA) correspondería a un curso fluvial de alta sinuosidad cuyo trazado sería paralelo al eje paleogeográfico de la cuenca. Los dos sistemas transversales al SA estarían formados por abanicos aluviales con sus áreas fuente en los dos dominios principales de la Cordillera Bética, las Zonas Internas, en el caso del Sistema Transversal Interno (STI) y las Zonas Externas, en el caso del Sistema Transversal Externo (STE). A raíz de este modelo surgen una serie de estudios que tratan de caracterizar los dos sistemas aluviales. El estudio detallado de los abanicos del STE y sus relaciones laterales con otras facies (Fernández *et al.*, 1991a, 1991c) dan pie a nuevas propuestas sobre la relación entre la arquitectura estratigráfica de la cuenca y las fluctuaciones del nivel de base (Fernández *et al.*, 1993), mientras que de la sedimentología en detalle de los

abanicos aluviales del Sistema Transversal Interno se ocupan estudios posteriores (Viseras y Fernández, 1994, 1995). En esta época también se realizan algunos estudios basados en los materiales lacustres que aparecen en el Sistema Axial (García-Aguilar, 1995, 1997; García-Aguilar y Martín, 2000).

En cuanto a las posibles causas del cambio en la Cuenca de Guadix de un patrón agradacional a degradacional, problema ya planteado por Vera (1970b), en 1976 se publica un primer trabajo (Estévez *et al.*, 1976) al que le siguen otros más tardíos (Viseras y Fernández, 1992; Calvache y Viseras, 1995, 1997; Calvache *et al.*, 1996) que explican el actual modelado de la Cuenca de Guadix como resultado de un proceso de captura fluvial ocurrido al desplazarse hacia el Norte el eje de la cuenca y ser capturado el Sistema Axial por un afluente del Río Guadalquivir.

La Tesis Doctoral de Soria (1993) da pie al desarrollo de un conjunto de trabajos centrados en la relación entre la sedimentación en la cuenca, la tectónica y la subsidencia (Soria, 1994a, 1994b, 1996; Soria *et al.*, 1998). Asimismo, Soria (1993) aporta una visión sobre los materiales del relleno marino de la cuenca que en estudios posteriores es integrada con la que proporciona Viseras (1991). Esto da lugar a una serie de trabajos que abarcan todo el relleno de la Cuenca de Guadix desde sus inicios en el Tortoniense superior hasta el Pleistoceno superior, y que permiten comparar y correlacionar su sedimentación con la de otras cuencas postorogénicas en la Cordillera Bética (Fernández *et al.*, 1996a; Viseras *et al.*, 2004b, 2005). En estos estudios se considera la Cuenca de Guadix dividida en seis unidades genéticas acumuladas en la vertical y separadas entre sí por discontinuidades mayores que afectan a toda la cuenca. Las dos primeras unidades corresponden al relleno estrictamente marino (unidades I y II) mientras que la tercera unidad (Unidad III) refleja la transición de la etapa marina a la etapa continental (Viseras *et al.*, 2004b, 2005). Las tres unidades superiores (IV, V y VI) abarcan desde el Tortoniense superior al Pleistoceno superior. Este esquema de división del relleno de la Cuenca de Guadix en seis unidades genéticas se considera válido hasta la actualidad, con ciertas modificaciones en lo que a la edad de la separación entre unidades se refiere (Soria *et al.*, 1998, 1999; Viseras *et al.*, 2004b; Minwer-Barakat, 2005; Pla-Pueyo *et al.*, 2008a).

A pesar de esta visión integrada del relleno de la cuenca que se inicia en 1996, se siguen manteniendo hasta la actualidad dos líneas de investigación principales, una de ellas centrada en la estratigrafía y sedimentología de los materiales continentales de la Cuenca de Guadix (Fernández *et al.*, 1996b), gran parte de ella en relación con las actividades enmarcadas dentro del Proyecto Fonelas (Viseras *et al.*, 2003, 2004a, 2006; Pla-Pueyo, 2006a, 2006b; Pla-Pueyo *et al.*, 2005, 2006, 2007a, 2007b, 2007c, 2008a, 2008b, 2008c, 2009) y la otra dedicada al estudio de la sedimentación durante el depósito de las tres primeras unidades genéticas, marinas (I y II) y de transición (III) (Soria *et al.*, 1999, 2000a, 2000b, 2003; García-García *et al.*, 1996, 1999, 2000, 2001, 2006a, 2009; García-García, 2003, 2004, entre otros).

Durante esta última etapa se han publicado numerosos trabajos que tratan de sintetizar los conocimientos sobre las cuencas neógenas, algunos de ellos más generales (Calvo *et al.*, 1993), otros centrados en las cuencas de la Cordillera Bética (Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Vera, 2000; Viseras *et al.*, 2004b, 2005) y otros restringidos exclusivamente al conjunto de la Cuenca de Guadix-Baza (Fernández *et al.*, 1991b; Vera *et al.*, 1991; García-Aguilar y Martín, 2000; Sanz de Galdeano y Peláez, 2007). De estos trabajos cabe destacar el más reciente de ellos, que

trata de reunir la información existente hasta la fecha en los campos de la geología estructural, la tectónica activa, la sismicidad y la geomorfología, englobando también información relativa a las dataciones realizadas en los materiales del conjunto de la Cuenca de Guadix-Baza (Sanz de Galdeano y Peláez, 2007), si bien es importante señalar que la mayor parte de los trabajos incluidos en este estudio tienen como objeto el sector de Baza.

Los trabajos sobre la Cuenca de Guadix que se han llevado a cabo en el marco de esta Tesis Doctoral están directamente relacionados con el estudio del contexto geológico de los yacimientos de macrovertebrados enmarcados en el Proyecto Fonelas (Pla-Pueyo, 2006a, 2006b; Pla-Pueyo *et al.*, 2005, 2006, 2007a, 2007b, 2007c, 2008a, 2008b, 2008c, 2009). Su última pretensión es contribuir a una mejor caracterización de la sedimentación continental del sector central de la cuenca, así como aportar novedades en cuanto a la arquitectura estratigráfica de la cuenca y la posible influencia de procesos alocíclicos en su evolución durante los últimos 3,5 Ma.

I.4.2. ESTUDIOS PALEONTOLÓGICOS EN LA CUENCA DE GUADIX

El conjunto de la Depresión de Guadix-Baza presenta un elevado interés a nivel paleontológico. Desde la mitad del S. XX se han realizado estudios tanto sobre la paleontología de los invertebrados continentales y marinos (Jodot, 1953, 1957, 1958; Alvarado y Saavedra, 1966; Civis, 1989; Robles, 1989; López-García, 1996; Ortiz *et al.*, 2000, 2004, 2006, entre otros) como de otros grupos de vertebrados (Felix y Montori, 1987; Doadrio y Casado, 1989; Barbadillo, 1989; Jiménez-Fuentes y Martín de Jesús, 1989; Sánchez-Marco, 1989; Laplana y Blain, 2008, entre otros), pero los estudios que más relevancia han tenido en la Cuenca de Guadix-Baza son los centrados en la paleontología de mamíferos continentales (unidades IV, V y VI según Viseras *et al.*, 2004b, 2005). Actualmente esta región cuenta con uno de los registros de mamíferos continentales más significativos de Europa, especialmente para el Plioceno y el Pleistoceno. Por este motivo, y dado que esta Tesis Doctoral surge por la necesidad de contextualizar geológicamente una serie de yacimientos de macromamíferos de la Cuenca de Guadix, he considerado conveniente hacer a continuación una breve reseña sobre los antecedentes respecto a la paleontología de mamíferos en el conjunto de la Depresión de Guadix-Baza. Aún así, no se pretende aquí hacer una revisión exhaustiva de los mismos, ya que la temática de esta Tesis Doctoral no está enfocada hacia la paleontología.

En la Cuenca de Baza hay una larga tradición de estudios tanto sobre micromamíferos (Agustí, 1983, 1986a, 1986b, 1990; Agustí *et al.*, 1983, 1987a, 1987b; Agustí y Martín-Suarez, 1984; Martín-Suarez, 1988; Ruiz-Bustos, 1976, 1990a, 1990b, 1991; Ruiz-Bustos y Michaux, 1976 ; Agustí y Madurell, 2003; Furió, 2003, entre otros) como sobre macromamíferos, la mayoría centrados en los yacimientos Venta Micena-2-3, Fuente Nueva-3, Barranco León-5, Huéscar-1 y Cúllar de Baza-1 (Gibert *et al.*, 1983, 1994, 1995; 1998; Alberdi y Ruiz Bustos, 1985; Mazo *et al.*, 1985; Marín, 1987; Menéndez, 1987; Moya-Solá, 1987; Moyá-Solá *et al.*, 1981, 1984, 1987; Martínez-Navarro, 1991; Martínez Navarro *et al.*, 1997; Guerrero-Alba y Palmqvist, 1998; Arribas y Palmqvist, 1998, 1999; Arribas, 1999; Palmqvist y Arribas, 2001; Palmqvist *et al.*, 1996, 1999, 2003; Espigares, 2005, entre otros).

En la Cuenca de Guadix, hasta el año 2001, han predominado los estudios sobre micromamíferos. Estos han sido relativamente escasos en comparación con la zona de Baza (Soria y Ruiz-Bustos, 1991, 1992; Ruiz-Bustos, 1995; Minwer-Barakat *et al.*, 2002, 2003, 2004, 2005, 2007, 2008a, 2008b, 2008c; Minwer-Barakat, 2005), pero han sido de gran importancia en cuanto a las aportaciones que han realizado respecto a las dataciones y las condiciones paleoambientales en las tres unidades continentales de la cuenca. En concreto, hay que destacar los resultados de la Tesis Doctoral de Minwer-Barakat (2005), que han permitido caracterizar las condiciones paleoclimáticas y paleoecológicas para el intervalo temporal comprendido entre el Mioceno (Turoliense superior, MN 13), y el Pleistoceno (Villafranchiense superior, MN 17).

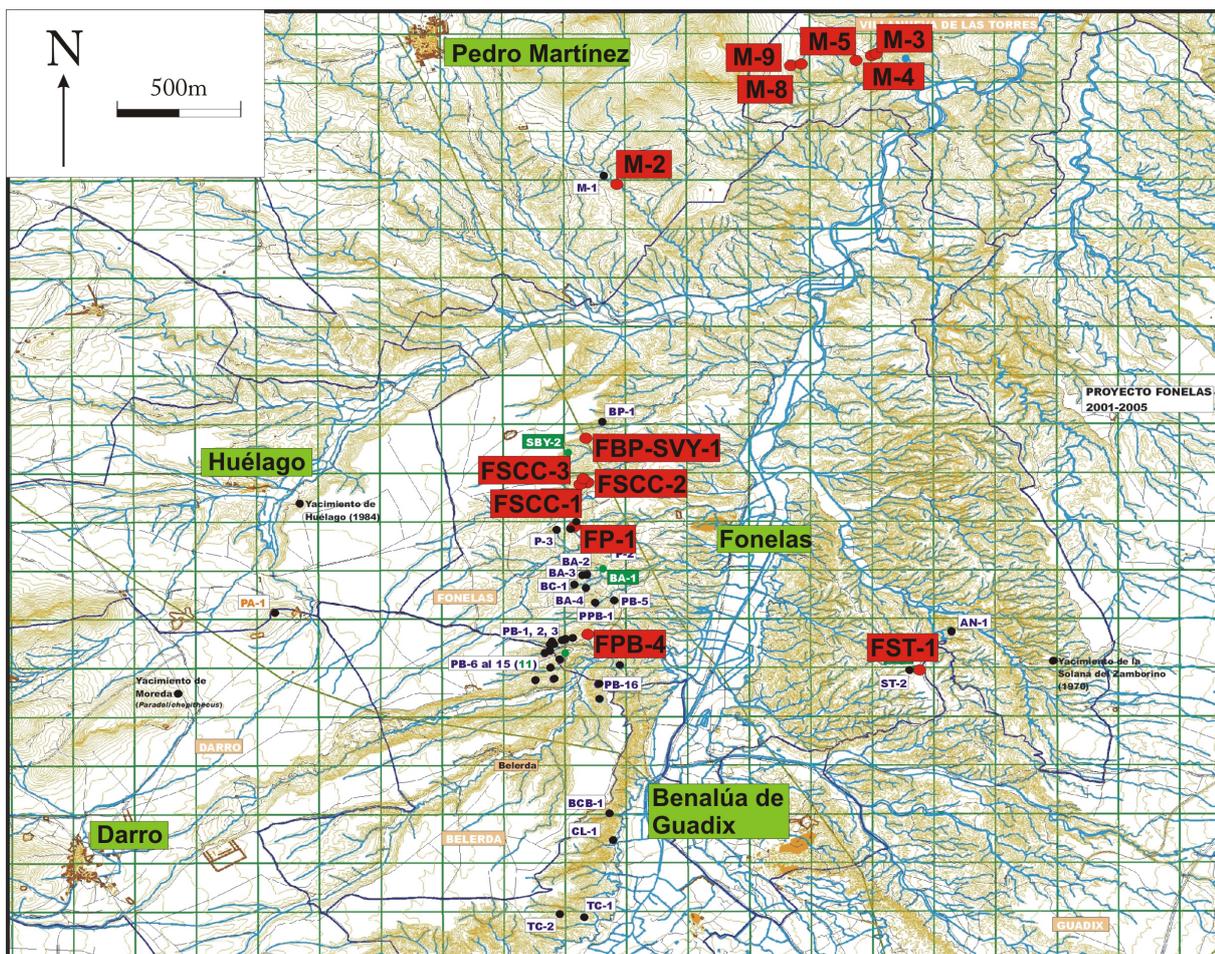


Figura I.8. Posición de los yacimientos y puntos con registro fósil de macromamíferos más importantes de la Cuenca de Guadix, con énfasis en aquellos enmarcados en el Proyecto Fonelas.

Figure I.8. Position of the more important macromammal sites and points with fossil record of the Guadix Basin, emphasizing those framed in the Fonelas Project.

Además, este autor propone una edad para el límite inferior de la unidad genética IV (Minwer-Barakat, 2005; Minwer-Barakat *et al.*, 2008c) que difiere respecto a dataciones anteriores (Soria y Ruiz Bustos, 1991, 1992).

En cuanto a los estudios sobre macromamíferos, tan sólo se conocían hasta el año 2001 dos yacimientos importantes de macrovertebrados en la Cuenca de Guadix, La Solana del Zamborino (Botella *et al.*, 1975; Casas *et al.*, 1975; Martín-Penela, 1987) y Huélago-1 (Alonso-

Diago, 1986, 1989; Alberdi y Ruiz-Bustos, 1989; Cerdeño, 1989; Azanza y Morales, 1989; Alonso-Diago *et al.*, 2002). Desde el año 2001, mediante una serie de campañas de prospección sistemática, se han localizado en el marco del Proyecto Fonelas un gran número de yacimientos de macromamíferos (Fig. I.8) con edades que van del Plioceno superior al Pleistoceno inferior (Arribas *et al.*, 2001, 2003, 2004, 2009; Viseras *et al.*, 2003, 2004a, 2006; Pla-Pueyo, 2006a, 2006b; Pla-Pueyo *et al.*, 2006, 2008a; página web del Proyecto Fonelas; Arribas y Garrido, 2007; Arribas, 2008; Garrido y Arribas, 2003, 2008). De ellos, el yacimiento denominado Fonelas P-1 (Arribas *et al.*, 2001, 2003, 2004, 2009; Viseras *et al.*, 2003, 2004a, 2006; Garrido, 2006; Arribas y Garrido, 2007; Arribas, 2008; Garrido y Arribas, 2003, 2008) es, hasta el momento, el más destacado, tanto por la abundancia de restos óseos de grandes mamíferos hallados en él como por el excepcional estado de conservación de los mismos, su cronología (Plioceno superior, 2.0 Ma, Pla-Pueyo *et al.*, 2008a), y la elevada diversidad específica en él representada. La localización de este yacimiento dio lugar a una serie de estudios multidisciplinarios que continúan en la actualidad y que se encuadran en el denominado “Proyecto Fonelas” (Arribas *et al.*, 2001, 2004; Arribas, 2008; página web del Proyecto Fonelas), cuyas características se describirán en el siguiente epígrafe.

I.4.3. EL PROYECTO FONELAS

El Proyecto Fonelas surge en el año 2001, a raíz del descubrimiento del yacimiento paleontológico Fonelas Pocico-1 (FP-1) al Oeste de la población de Fonelas, en la Comarca de Guadix (Arribas *et al.*, 2001). Tras una primera excavación sistemática, realizada con la intención de evaluar el potencial científico del yacimiento, se plantea una investigación multidisciplinar que se inicia en 2002, que incluye la participación de diversos especialistas en relación con las Ciencias de la Tierra y de la Vida, y que continúa vigente en la actualidad.

El elevado interés que presenta el proyecto está en relación con la novedosa información que los estudios derivados del mismo pueden aportar en lo que se refiere a:

- La diversidad y composición de las faunas que habitaron la península ibérica durante el Neógeno.
- Las diferentes rutas de migración que estas faunas siguieron desde otros continentes hasta el Sur de Europa.
- La posible relación de los homínidos con la fauna que aparece en los yacimientos del sector central de la Cuenca de Guadix, con la que se sabe que cohabitaban en otras regiones (Gabunia *et al.*, 2000).

Desde el inicio del proyecto se han llevado a cabo estudios de diversa naturaleza, siempre con el objetivo del conocimiento integral tanto del yacimiento FP-1 como del resto de yacimientos que se han ido descubriendo durante las campañas de prospección, entre los que destacan los yacimientos Fonelas Puente Belerda-1 (FPB-1), Fonelas Solana Cortijo del Conejo 1, 2 y 3 (FSCC-1, FSCC-2, FSCC-3), Fonelas Barranco de las Palomas-Vereda de las Yeguas-1 (FBP-SVY-1), Fonelas San Torcuato-1 (FST-1), Mencal 3,4 y 5 (M-3, M-4, M-5) y Mencal 8 y 9 (M-8, M-9).

Las investigaciones realizadas en una primera fase del proyecto (Viseras *et al.*, 2003,

2004a) hacen patente la necesidad de un estudio estratigráfico y sedimentológico más extenso del sector en que aparecen concentrados los yacimientos. Con este objetivo se propone la Tesis Doctoral que aquí se presenta. Desde su inicio en el año 2005 se han realizado una serie de estudios de naturaleza eminentemente estratigráfica y sedimentológica (Pla-Pueyo, 2006a, 2006b; Pla-Pueyo *et al.*, 2006, 2007a, 2007b, 2007c, 2008a, 2008b, 2008c, 2009; Viseras *et al.*, 2006) y un estudio icnológico asociado a una capa situada estratigráficamente por debajo del yacimiento FP-1 (Pla-Pueyo *et al.*, 2005) rica en trazas orgánicas e inorgánicas.

En el ámbito de la paleontología, se han realizado hasta la fecha cuatro campañas de excavación sistemática del yacimiento FP-1 (años 2001, 2002, 2004 y 2007), así como una campaña de excavación del yacimiento arqueológico M-2 (año 2006). Además se han llevado a cabo una serie de catas en aquellos yacimientos que presentan un registro paleontológico dotado de un particular interés y que pueden poseer un gran potencial para su excavación en un futuro próximo. Todos los restos fósiles obtenidos durante las campañas de excavación son tratados por un equipo de especialistas en restauración de materiales óseos, y estudiados posteriormente para su clasificación taxonómica. Dentro del marco del proyecto ya se ha realizado una Tesis Doctoral centrada en la taxonomía del registro fósil del yacimiento Fonelas P-1 (Garrido, 2006), que ha llevado a la definición de nuevas especies y subespecies dentro de su asociación faunística (Arribas y Garrido, 2007; Garrido y Arribas, 2008; Arribas *et al.*, 2009), y se han publicado algunos resultados preliminares sobre la tafonomía de dicho yacimiento (Viseras *et al.*, 2006). Además, recientemente se ha publicado un volumen monográfico (Arribas, 2008) en el que se trata en detalle la taxonomía del yacimiento FP-1. En un futuro se prevé continuar con la excavación sistemática del yacimiento FP-1 e iniciar la excavación del yacimiento M-9, cuyo registro faunístico y arqueológico es de elevado interés, así como continuar el estudio taxonómico y tafonómico del material óseo obtenido en las campañas más recientes de excavación del FP-1.

I.5. OBJETIVOS DEL ESTUDIO

Desde el primer momento de su planteamiento, esta Tesis Doctoral ha tenido como principal finalidad la caracterización estratigráfica y sedimentológica de los materiales en los que aparecen concentrados los yacimientos de macrovertebrados más importantes del sector central de la Cuenca de Guadix. Para ello, se propusieron inicialmente una serie de objetivos parciales que se explican a continuación.

I.5.1. OBJETIVOS DE ÍNDOLE ESTRATIGRÁFICA

Este tipo de estudios se plantean con la intención de caracterizar de una forma detallada el marco estratigráfico de la zona de la Cuenca de Guadix en la que aparece la nube de puntos con registro fósil más importantes. Para ello se proponen las siguientes líneas de actuación:

- Elaboración de una cartografía litoestratigráfica a escala 1:25.000 que abarque toda la zona objeto de estudio.
- Levantamiento de perfiles estratigráficos a escala 1:100 tanto en la vertical de los

yacimientos más importantes como en posiciones intermedias entre ellas.

- De forma simultánea a las dos actuaciones anteriores, determinación de las áreas fuente de sedimento y de los conjuntos sedimentarios resultantes, con objeto de poder identificarlos sin dificultad en campo a la hora de cartografiarlos o de levantar una columna estratigráfica.
- Establecimiento de correlaciones estratigráficas precisas entre las series y elaboración de paneles de correlación que permitan situar espacialmente los yacimientos de mayor relevancia y la relación temporal relativa entre ellos.
- Uso de la bioestratigrafía (datos aportados por los componentes del Proyecto Fonelas encargados de la vertiente paleontológica de la investigación) y la magnetoestratigrafía (datos muestreados y analizados gracias a la contratación por parte del IGME del equipo de paleomagnetismo del Instituto Jaime Almera durante la realización de esta Tesis Doctoral) para calibrar temporalmente dichas series.
- Establecimiento de un esquema lito-, bio- y magnetoestratigráfico del sector central de la Cuenca de Guadix, que permita tanto relacionar espacio-temporalmente los yacimientos ya descubiertos como situar en él los futuros hallazgos paleontológicos en la zona.

I.5.2. OBJETIVOS REFERENTES A LA SEDIMENTOLOGÍA Y LA PETROLOGÍA SEDIMENTARIA

Un segundo grupo de objetivos plantea una serie de estudios que aporten información sobre la sedimentología detallada del sector en estudio. Estos estudios implican las siguientes líneas de actuación:

- Análisis de litofacies simples, tanto de naturaleza siliciclástica como carbonatada, con la realización de análisis petrográficos en el caso de los carbonatos.
- Identificación de los elementos arquitectónicos propios de cada subambiente y de su asociación de facies más característica.
- Identificación de los ambientes y subambientes sedimentarios de cada sistema de drenaje dentro del sector analizado.
- Establecimiento de la secuencialidad a distintos órdenes de magnitud, de forma que pueda establecerse el tipo y los rangos de ciclicidad presentes.
- Establecimiento de ciclos de expansión o retracción de los materiales lacustres en base al reconocimiento de los elementos arquitectónicos y litofacies simples que los caracterizan, así como de su relación lateral y vertical con las facies fluviales.
- Determinación de la influencia relativa de los sistemas transversales a lo largo del tiempo, partiendo de sus relaciones de facies con los sedimentos del sistema fluvio-lacustre axial.
- Planteamiento de la evolución paleogeográfica local partiendo del conocimiento de la evolución espacio-temporal de los ambientes y subambientes sedimentarios de cada sistema de drenaje.

I.5.3. OBJETIVOS EN RELACIÓN DIRECTA CON LOS YACIMIENTOS DEL PROYECTO FONELAS

Este conjunto de objetivos se basa en el estudio estratigráfico y sedimentológico pormenorizado de los yacimientos de macrovertebrados más importantes del Proyecto Fonelas. Las líneas de actuación propuestas son:

- Determinación de la posición precisa de los yacimientos en el esquema lito- y magnetoestratigráfico
- Realización de una estimación lo más precisa posible de la edad de los yacimientos más importantes, a través de la correlación litoestratigráfica y de los datos biocronológicos y magnetoestratigráficos.
- Interpretación sedimentaria del entorno de los yacimientos más relevantes dentro del Proyecto Fonelas. Con esto se pretende recabar la mayor información posible acerca del subambiente sedimentario en que se produjo el depósito de cada yacimiento y de los procesos sedimentarios imperantes en el entorno de las asociaciones faunísticas representadas en cada uno de ellos.

I.5.4. OBJETIVOS PARA DETERMINAR LA INFLUENCIA DE PROCESOS ALOCÍCLICOS

En cuanto a los objetivos referidos a la determinación de las modificaciones en la llanura de inundación del Sistema Axial debida a factores alogénicos como el clima, la tectónica o las oscilaciones del nivel de base, se proponen las siguientes actuaciones:

- Inferencias paleoclimáticas a partir de los datos disponibles.
- Estimación de la evolución espacio-temporal de las tasas de sedimentación y subsidencia, utilizando los datos del esquema de correlación lito-, bio- y magnetoestratigráfico.
- Planteamiento de una síntesis de la evolución del sector central de la Cuenca de Guadix en la que se refleje la diferente influencia de los procesos alocíclicos en la sedimentación en el sector estudiado desde hace 3.5 Ma hasta la actualidad.

I.6. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS DE ESTUDIO EMPLEADAS

Para llevar a cabo los objetivos presentados en el epígrafe anterior ha sido necesario utilizar un amplio espectro de métodos y técnicas de trabajo, conducentes a la obtención de diversos tipos de datos. Por esta razón, este apartado se ha dividido en cinco puntos que engloban métodos o técnicas que se presentan a continuación por orden de aplicación en el curso de la investigación, aunque en numerosas ocasiones se han simultaneado.

I.6.1. CARTOGRAFÍA LITOESTRATIGRÁFICA

I.6.1.1. Métodos de campo

Para la realización del trabajo cartográfico he utilizado como base los mapas topográficos

1/50.000 de Moreda (992), Benalúa de Guadix (993), Huelma (970) y Cuevas del Campo (971) y los mapas 1/25.000 de Moreda (992-II), Darro (992-IV), Gorafe (993-I), Benalúa (993-III), Pedro Martínez (970-IV) y Villanueva de las Torres (971-I). Asimismo, he realizado estudios fotogeológicos utilizando pares estereoscópicos de fotografías aéreas a escala 1:18.000 en el caso de los vuelos de 1978 y a escala 1:20.000 en el de los vuelos de 2001. Además, para completar la cartografía en lugares puntuales he tomado como referencia la cartografía geológica 1:50.000 elaborada por Viseras (1991) en su Tesis Doctoral.

En el campo, la toma de datos cartográficos la he realizado con ayuda de un estereoscopio de mano y un estereoscopio Topcon K832, con papel de acetato fijado a la fotografía aérea y rotulador indeleble.

I.6.1.2. Métodos de gabinete

Los datos de campo los he trasladado posteriormente a un mapa topográfico continuo proporcionado por el IGME, a una escala 1:13.000, utilizando para ello un rotulador de punta 0.4, con objeto de facilitar su posterior digitalización.

La digitalización ha sido llevada a cabo en la sede central del Instituto Geológico y Minero de España, en Madrid, en colaboración con D. Carlos Lorenzo Carnicero, perteneciente al Área de Sistemas de Información Geocientífica del IGME. Para ello se han escaneado los datos representados en el mapa topográfico continuo, y utilizando el programa ArcGIS, se han corregido los errores resultantes del proceso de escaneo y se ha añadido toda la información de campo necesaria para obtener el mapa litoestratigráfico del sector estudiado. La simbología utilizada en el mapa está ligeramente modificada respecto a la que se utiliza en los mapas MAGNA, y los colores de los conjuntos litológicos diferenciados han seguido el criterio utilizado por Viseras (1991) en su cartografía 1:50.000, de forma que tratan de evocar los colores que estos materiales presentan en el campo.

El resultado de este proceso ha sido un documento a escala 1:25.000 que lleva por título “Mapa litoestratigráfico del sector Fonelas- Mencil (Cuenca de Guadix) “ y que se adjunta a la presente memoria.

I.6.2. ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA

I.6.2.1. Métodos de campo

Las técnicas de campo utilizadas para la obtención de datos estratigráficos y sedimentológicos en el sector estudiado son las siguientes:

- Levantamiento de columnas estratigráficas (escala 1:100) en las que se ha pretendido reflejar las características litológicas, sedimentológicas y paleontológicas de los materiales apreciables a escala de afloramiento.
- Confección de paneles de facies a partir de fotomosaicos o fotocomposiciones de aquellos cortes donde la calidad de afloramiento se ha estimado óptima para su posterior interpretación en términos geométricos y de análisis secuencial.
- Aplicación de técnicas de análisis de elementos arquitectónicos (análisis de geometrías

bidimensionales y tridimensionales de cuerpos sedimentarios de distintas escalas). Esta técnica ha sido complementada con la elaboración de códigos de facies y asociaciones de facies en elementos de orden mayor, y frecuentemente se ha recurrido a la utilización de fotomosaicos.

I.6.2.2. Métodos de gabinete

La labor de gabinete ha sido desarrollada siempre paralela a las jornadas de trabajo de campo, y se ha desarrollado en las siguientes líneas:

- Organización de la información obtenida en las campañas de estudio e integración de los datos en el contexto de los conocimientos previos sobre la materia.
- Montaje de fotomosaicos con ayuda del programa *Panorama Maker 3.0*.
- Elaboración en formato digital de columnas estratigráficas, paneles de correlación y mapas de facies y paleogeográficos utilizando para ello el programa *Corel Draw 12*.
- Diseño de ilustraciones (gráficos y tablas), redacción, procesamiento y montaje de la información, con la ayuda de los programas *Corel Draw 12*, *Microsoft Office Word 2007* e *InDesign CS3* para la elaboración final de esta memoria de tesis.

I.6.3. PETROLOGÍA DE CARBONATOS

I.6.3.1. Métodos de campo

El muestreo de carbonatos en campo se ha llevado a cabo de dos formas:

- a) Muestreo general de tres de las columnas estratigráficas levantadas en el sector en estudio, aquellas que presentan una mayor variedad y abundancia de cuerpos carbonatados (FPB-4, FP-1 y FBP-SVY-1), con un total de muestras recogidas de 150.
- b) Muestreo detallado de 14 secuencias dentro de las columnas FPB-4, FP-1, FSCC-1 y FBP-SVY-1, con un total de 100 muestras.

I.6.3.2. Métodos de laboratorio

El conjunto de muestras obtenidas en campo se han preparado de dos formas para su estudio:

- a) Muestras de mano, cortadas
- b) Láminas delgadas, analizadas y fotografiadas con un microscopio óptico

I.6.3.3. Métodos de gabinete

Con la información obtenida del muestreo general se han interpretado, con ayuda de la bibliografía, los rasgos descritos para cada muestra, permitiendo así su clasificación (e.g. Freydet y Verreccia, 2002; Alonso-Zarza, 2003). Con esto se pretende ver las diferencias de los rasgos que presentan los carbonatos en ambas unidades. Asimismo, con el muestreo de secuencias se pretende caracterizar la evolución de las texturas dentro de un mismo cuerpo sedimentario.

También con ayuda de la bibliografía temática específica, se ha podido interpretar los

rasgos texturales de los carbonatos en términos climáticos (e.g. Platt y Wright, 1992).

I.6.4. MAGNETOESTRATIGRAFÍA

Los datos magnetoestratigráficos que se han utilizado en esta tesis doctoral han sido proporcionados por el equipo científico del Instituto Jaume Almera, al que se contrató para la obtención de las muestras de campo y su posterior análisis en el laboratorio.

I.6.4.1. Métodos de campo

A la hora de determinar los perfiles estratigráficos a muestrear, los criterios de selección fueron tanto la existencia de yacimientos paleontológicos de macromamíferos que aportasen información biocronológica, como la abundancia de litofacies apropiadas para el análisis paleomagnético. En los perfiles muestreados, FP-1, FSCC-1 y M-9, en cuya litología predominan las lutitas rojas y grises y los carbonatos micríticos, y que contienen a los yacimientos FP-1, FSCC-1, FSCC-2, FSCC-3, M-8 y M-9, se cumplen ambos requisitos. Dado que las tasas de sedimentación estimadas para sectores próximos al área de estudio por otros autores han sido cercanas a los 5cm/1000años (Garcés *et al.*, 1997; Oms *et al.*, 1999), valor que entra en el rango de las tasas de sedimentación medias estimadas por Viseras (1991) para las unidades V y VI, se procuró mantener un espaciado de muestreo no mayor de un metro, con el fin de garantizar la identificación de los eventos geomagnéticos de duración inferior a los 100 Ka. Las muestras se tomaron con una corona diamantada montada sobre un taladro eléctrico, refrigerado con agua y alimentado por un grupo electrógeno portátil. Los testigos se orientaron in situ mediante una brújula magnética fijada a un inclinómetro. Considerando conjuntamente las tres secciones, se muestrearon un total de 259 estaciones en un total de 243 m de sedimento, con un espaciado medio de 0,9 m.

I.6.4.2. Métodos de laboratorio

El análisis de las muestras se ha realizado en los laboratorios del Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera (CSIC-Universidad de Barcelona). Los datos que se detallan a continuación están extraídos esencialmente del informe realizado por el Dr. Miguel Garcés y Dña. Elisabet Beamud, a quienes se contrató para la toma de muestras paleomagnéticas en campo y el procesado de las mismas en los laboratorios arriba mencionados.

El tratamiento de las muestras en el laboratorio consistió en la medida de la magnetización remanente natural (MRN) de una a dos muestras por estación, y su posterior desmagnetización térmica progresiva a intervalos de temperatura de entre 30 y 50 °C, hasta temperaturas máximas de 670 °C. La finalidad de este tratamiento consiste en eliminar la magnetización viscosa que reside en las partículas magnéticas más inestables, aislando la magnetización característica para cada muestra. La dirección de la magnetización característica, que es la que presenta una mayor estabilidad frente a la desmagnetización, es la que nos permite determinar la polaridad magnética de la muestra.

La MRN resultante después de cada incremento de temperatura durante la

desmagnetización progresiva fue medida en un magnetómetro superconductor de tres ejes (2G SRM 750 DC), mostrando un amplio rango de valores desde 0.03 mA/m a 236 mA/m. Asimismo, también la susceptibilidad magnética (SM) fue medida después de cada incremento, con la intención de monitorear los cambios en la mineralogía magnética de la roca. La SM observada no indicó cambios mineralógicos significativos al calentar hasta 400 °C. Un repentino incremento de la SM para temperaturas superiores a los 400 °C, y con un pico de su valor a 500 °C, apunta a la formación de cantidades significativas de magnetita durante la desmagnetización térmica. Afortunadamente, el bajo campo residual (<10 nT) conservado en el interior del desmagnetizador permitió que la remanencia magnética no resultara afectada por estos cambios mineralógicos.

Los resultados de la medida de la MRN para cada muestra han sido proyectados en diagramas de Zijderveld e inspeccionados visualmente. Como norma general, a temperaturas mayores de 300 °C sólo permanece la componente estable (RNM), con temperaturas de desbloqueo de entre 600 y 670 °C. Esta componente estable o característica ha sido calculada para cada muestra mediante el método de mínimos cuadrados (Kirschvink, 1980), con objeto de obtener direcciones para las componentes que permitan determinar la polaridad de las muestras. En base al modelo dipolar centrado del campo geomagnético, a partir de cada dirección característica se ha calculado la posición del polo geomagnético virtual (PGV), de la que se deriva una polaridad del campo, interpretando latitudes positivas como polaridad normal y latitudes negativas como polaridad inversa.

I.6.4.3. Métodos de gabinete

La última fase de los estudios paleomagnéticos ha consistido en la puesta en común de los datos proporcionados por el equipo científico del Instituto Jaime Almera en su informe, y los datos litoestratigráficos que forman parte de los resultados de esta Tesis Doctoral.

Dado que en el informe se especificaba la polaridad asignada a cada muestra, mi trabajo consistió en introducir dicha información en los perfiles estratigráficos a escala 1:100 levantados en la fase inicial del presente trabajo.

En dichos perfiles estaban señalados los puntos en que se había tomado cada muestra en el campo, con intención de obtener posteriormente una columna de polaridad magnética para cada perfil que pudiera ser correlacionable con mucha precisión con los otros perfiles muestreados. Una vez obtenidas y correlacionadas las tres series paleomagnéticas con la precisión adecuada, se procedió a su inserción en el panel de correlación litoestratigráfico, con objeto de poder realizar extrapolaciones a otros perfiles dentro del esquema de correlación, así como inferencias de índole estratigráfica, sedimentológica y bioestratigráfica.

I.6.5. CICLICIDAD SEDIMENTARIA

I.6.5.1. Métodos de campo

Para el estudio de la ciclicidad en el campo se han diferenciado dentro de los sedimentos de cada sistema de drenaje ciclos de distinto orden. La división de ciclos se ha hecho en base

a observaciones de campo. Se ha comprobado que, en general, en aquellos intervalos en los que predominan los materiales lutíticos, el número de ciclos determinados por metro es mucho menor que en aquellos intervalos en los que el ciclo aparece más completo. Esto se traduce en que cuando aparecen varios metros de serie predominantemente lutítica, se hace más difícil la distinción a simple vista de los ciclos, ya que no hay cambios litológicos que los pongan de manifiesto, por lo que es posible que en estos intervalos sea necesario usar métodos más precisos para determinar el número de ciclos. Como consecuencia de esta posible imprecisión a la hora de determinar los ciclos, los datos que se proporcionan en este trabajo pueden estar infravalorando el número de ciclos, y por tanto, la duración media obtenida para los ciclos podría disminuir si se logra precisar mejor el límite entre ciclos en los intervalos lutíticos. Esto es algo a tener en cuenta al procesar los datos de la ciclicidad.

I.6.5.2. Métodos de gabinete

Una vez obtenidos los datos de ciclicidad para cada sistema de drenaje en el sector estudiado, se ha tratado de relacionar la ciclicidad con los fenómenos orbitales (Pla-Pueyo *et al.*, 2008b), con objeto de poder interpretar dicha ciclicidad en términos de variaciones climáticas.

A continuación se expondrán el marco teórico en el que se ha basado esta parte del estudio, y el procedimiento que se ha seguido para aplicar dicho marco a los materiales del sector central de la Cuenca de Guadix.

I.6.5.2.1. Marco teórico

La teoría astronómica de los cambios climáticos, que relaciona las oscilaciones climáticas con perturbaciones en la órbita de la Tierra (Milankovitch, 1941) está actualmente aceptada en el ámbito de las Ciencias de la Tierra. Las variaciones climáticas debidas a las modificaciones en la insolación propuestas por Milankovitch (1941) están relacionadas con la precesión de los equinoccios (23.000 años), con cambios en la oblicuidad del eje (41.000 años) y con modificaciones en la excentricidad de la órbita de la Tierra (100.000 y 400.000 años). Aunque en un principio la teoría se utilizó para determinar ciclicidades astronómicas en sedimentos marinos, en los últimos años se ha aplicado con éxito en materiales continentales cíclicos que presentan continuidad en su registro (Abdul-Aziz *et al.*, 2000, 2004; Deino *et al.*, 2006; Steenbrink *et al.*, 2006, entre otros).

Para entender el clima terrestre en el pasado es fundamental incluir el registro continental en un marco estratigráfico datado astronómicamente (Abdul Aziz *et al.*, 2000). Hasta hace poco tiempo, el papel de las variaciones climáticas inducidas astronómicamente en el depósito de ciclos sedimentarios en ambientes continentales ha sido frecuentemente subestimado, ya que a menudo estos cambios han sido relacionados con procesos tales como la tectónica y los cambios del nivel de base. En el área mediterránea aparecen sucesiones continentales largas y continuas, con un control temporal directo y preciso, en las que se han usado con éxito las escalas de tiempo astronómico para relacionar la ciclicidad con procesos de origen orbital (Abdul-Aziz *et al.*, 2000, 2004; Krijgsman *et al.*, 1994, 1997). Partiendo de estas ideas, se ha intentado realizar un estudio integrado cicloestratigráfico y magnetoestratigráfico de los materiales del sector

central de la Cuenca de Guadix, cuyos resultados preliminares han sido publicados (Pla-Pueyo *et al.*, 2008b).

I.6.5.3.2. Procesado de los datos

A priori, de todos los perfiles estratigráficos levantados, los más útiles a la hora de buscar en los fenómenos orbitales un posible origen para la ciclicidad son las secciones FP-1 y M-9. Estos dos perfiles presentan dos grandes ventajas frente a todos los demás. En primer lugar, ambos han sido correlacionados de forma directa con la GTS2004 o escala global de polaridad geomagnética (Lourens *et al.*, 2004; Gibbard and Van Kolfshoten, 2004), que ya está calibrada astronómicamente, lo que ha proporcionado un control de la edad de los ciclos de primer orden. En segundo lugar, el perfil FP-1 se encuentra en la parte central de la cuenca, y en él están bien representados los materiales del SA y del STI, mientras que el perfil M-9 se encuentra en una zona marginal de la cuenca, y en él, aparte del SA, hay una buena representación de los sedimentos del STE. De esta forma, el análisis de estos dos perfiles nos va a permitir obtener datos de ciclicidad para los tres sistemas de drenaje, así como ver las diferencias entre la ciclicidad registrada en el sector central frente a la del sector marginal.

Partiendo de la correlación magnetoestratigráfica entre los dos perfiles y la GTS2004, se ha determinado la duración en millones de años de cada uno de los tramos de los perfiles que representan un cron de polaridad determinada. Una vez definido el número de ciclos para cada sistema de drenaje en cada tramo de ambos perfiles, se han aplicado dos tipos de análisis. Por un lado, se han calculado numéricamente las periodicidades, dividiendo la duración total de cada intervalo temporal entre el número total de ciclos que aparecen en él, con objeto de adjudicar a cada ciclo una duración en millones de años (Ma). Dados los datos con los que se cuenta, este tipo de análisis no parece demasiado fiable si se tiene en cuenta que una infravaloración en el conteo de los ciclos en campo provocaría variaciones importantes en la periodicidad determinada para los ciclos en cada sistema. Por tanto, el otro tipo de análisis aplicado ha sido la correlación de los ciclos de cada perfil con las curvas de Laskar (2004). De esta forma se evitan posibles errores debidos a cambios en la distribución de los ciclos o a la infravaloración en su conteo.

En los estudios de ciclicidad más recientes que se han realizado en el marco de esta Tesis Doctoral se han utilizado los perfiles BB-1, FPB-4, T-1, FP-1, FSCC-1 y FBP-SVY-1 para establecer un rango de ciclicidad de las fases de progradación del STI en materiales del SA por correlación con las curvas de Laskar (2004). En este caso el criterio de selección de los perfiles ha sido el elevado número de intercalaciones de materiales del STI que presentan, y su posición céntrica dentro de la cuenca.

II. ESTRATIGRAFÍA

II. ESTRATIGRAFÍA

El estudio estratigráfico planteado en este trabajo se ocupa del área central de la Cuenca de Guadix, en concreto de los sedimentos continentales de las unidades genéticas V y VI. El uso simultáneo de datos de diversa naturaleza (litológica, sedimentológica, biocronológica y magnetoestratigráfica) ha dificultado la jerarquización cronológica de las actividades realizadas a la hora de redactar la presente memoria. En este sentido, apelo a la comprensión del lector si a lo largo de este capítulo se mencionan en los primeros epígrafes algunos datos que cronológicamente corresponden a fases más tardías del estudio y que se explican en apartados posteriores. Este capítulo se ha estructurado en dos grandes subapartados, el primero de los cuales trata de temas generales sobre la nomenclatura y las escalas cronológicas utilizadas, centrándose el segundo en la arquitectura estratigráfica del sector estudiado.

II.1. CUESTIONES GENERALES

II.1.1. NOMENCLATURAS ESTRATIGRÁFICAS

Los trabajos previos que han aportado información sobre el marco estratigráfico de la Cuenca de Guadix (Vera, 1970b; Peña, 1979, 1985; Viseras, 1991; Fernández *et al.*, 1996a, 1996b, entre otros) ponen de manifiesto la variedad de criterios que pueden ser utilizados dentro de una misma cuenca en lo referente a la nomenclatura estratigráfica aplicable.

Como ya ha sido detallado en el primer capítulo, en el apartado I.4.1, Vera (1970b) dividió inicialmente el relleno de la cuenca en tres formaciones, que posteriormente Peña (1979, 1985) subdividió en miembros, aunque esta nomenclatura fue calificada de provisional por el propio autor (Peña, 1985), de forma que trabajos posteriores se basaron de nuevo en las divisiones realizadas por Vera (1970b). Viseras (1991) opta por la estratigrafía secuencial y el análisis tectosedimentario (Megías, 1982) con algunas modificaciones, ya que estima que las técnicas basadas en la estratigrafía sísmica de márgenes continentales utilizan como criterio de subdivisión la detección de eventos que no siempre van a ser reconocibles en una cuenca continental. De esta forma, propone la subdivisión del relleno continental de la cuenca en tres Unidades Tecto-Sedimentarias (UTSs), integrando dentro de éstas a las formaciones propuestas por Vera (1970b).

En trabajos posteriores, Fernández *et al.* (1996a, 1996b) y Soria *et al.* (1998, 1999) continúan aplicando los criterios de la estratigrafía secuencial, subdividiendo el relleno de la Cuenca de Guadix en seis secuencias deposicionales (en el sentido de Mitchum *et al.*, 1977), estando las tres secuencias continentales controladas por la tectónica, el clima, la subsidencia y las variaciones del nivel de base. En una publicación algo más reciente (Viseras *et al.*, 2004b), se habla para el relleno de la Cuenca de Guadix de seis unidades aloestratigráficas limitadas por discontinuidades mayores reconocidas a escala de toda la Cordillera Bética, que representan eventos tectónicos y/o eustáticos. En el presente trabajo se mantienen en términos generales las tres unidades aloestratigráficas (unidades IV, V y VI) diferenciadas para el relleno continental de la cuenca por Viseras *et al.* (2004b) y se conserva la idea inicial de Viseras (1991) de que la estratigrafía secuencial en el sentido clásico no es siempre la mejor técnica a aplicar en cuencas

continentales no afectadas por los cambios eustáticos.

Recientemente los modelos deposicionales basados en la estratigrafía secuencial para cuencas fluviales y lacustres han puesto de manifiesto que el clima y la tectónica influyen de manera conjunta a la hora de controlar la creación de espacio de acomodación por subsidencia y el aporte de agua y sedimentos durante la evolución sedimentaria de dichas cuencas, siendo el nivel de base un factor alocíclico clave en la arquitectura estratigráfica de las mismas (e.g. Martinsen *et al.*, 1999; Bohacs *et al.*, 2000, 2003, 2007; Gierlowski-Kordesch y Buchheim, 2003; Alonso Zarza, 2003; Viseras *et al.*, 2003; Gierlowski-Kordesch *et al.*, 2008). En este sentido, en los últimos años han surgido nomenclaturas diferentes a la hora de aplicar la estratigrafía secuencial en el caso de cuencas continentales. Mientras que muchos autores han utilizado la nomenclatura convencional de la estratigrafía secuencial (Posamentier *et al.*, 1988; Shanley y McCabe, 1991, 1993; Wright y Marriott, 1993; Gibling y Bird, 1994), otros han aplicado nuevas terminologías y conceptos respecto a los cambios del nivel de base en cuencas no afectadas por el eustatismo (Currie, 1997; Willis, 1997; Martinsen *et al.*, 1999; Scherer *et al.*, 2007). Entre ellos cabe destacar a Martinsen *et al.* (1999), que plantean el uso de un concepto diferente de nivel de base para las cuencas marinas y las continentales. En cuencas continentales que son totalmente independientes de los cambios del nivel del mar, estos autores aplican el concepto de nivel de base estratigráfico (Shanley y McCabe, 1994) como hipótesis de trabajo y proponen una nueva nomenclatura para los cortejos sedimentarios que pueden diferenciarse en este tipo de cuencas, basada en la relación entre los cambios en el nivel de base estratigráfico y la ratio entre el espacio de acomodación y el aporte de sedimento a la cuenca.

Dado que la evolución sedimentaria del relleno continental de la Cuenca de Guadix durante el depósito de las unidades aloestratigráficas V y VI puede considerarse totalmente independiente de los cambios del nivel del mar que afectaron a otras cuencas de la Cordillera Bética durante el Plioceno y el Pleistoceno (Fernández *et al.*, 1996b), se ha considerado interesante la posibilidad de aplicar en el presente trabajo la nueva nomenclatura propuesta por Martinsen *et al.* (1999). Una discusión más detallada del modelo propuesto por estos autores y de su aplicabilidad a las unidades V y VI del relleno sedimentario de la Cuenca de Guadix se presenta en el capítulo 4.

II.1.2. ESCALAS CRONOESTRATIGRÁFICAS

Diversas escalas cronoestratigráficas han sido utilizadas en trabajos previos sobre el relleno continental de la Cuenca de Guadix. En el presente trabajo se ha combinado el uso de dos escalas de distinta naturaleza. En primer lugar, una escala basada en la bioestratigrafía, aplicada en base al registro fosilífero recuperado de los distintos yacimientos paleontológicos presentes en el área estudiada. En segundo lugar, una escala de polaridad geomagnética cuyas edades están calibradas astronómicamente. A continuación se detallará información sobre cada una de estas escalas y su uso en este trabajo.

II.1.2.1. Escala bioestratigráfica utilizada

Los mamíferos son los organismos más útiles para datar y correlacionar sedimentos

PISO	ZONAS	Etapas características de linajes evolutivos	Asociaciones de mamíferos típicas	Apariciones de nuevos taxones
PLEISTOCENO SUPERIOR	MNQ26	Microtus gregalis anglicus Microtus malei genni Equus caballus germanicus Equus caballus gallicus	Citellus + Lagurus + Microtus oeconomus Dicrostonyx + Saiga + Coelodonta Rangifer + Ovibos + Mammuthus primigenius + Ursus spelaeus Lemmus + Neomys cabrerae	Phodopus sungorus Thalassarctos maritimus
	MNQ25	Microtus oeconomus (primitive) Mammuthus primigenius (primitive)	Microtus arvalis + Pliomys lenki ultimus Coelodonta antiquitatis antiquitatis + Mammuthus primigenius (primitive)	Lepus europaeus; Micromys minutus; Microtus rattiiceps; M. arvalis; Apodemus agrarius; A. flavicollis; Mammuthus primigenius
PLEISTOCENO MEDIO	MNQ24	Microtus brecciensis orgnacensis Microtus malei noallensis Microtus gregalis martelensis Pliomys lenki relictus Alloccretus bursae corrensensis Ursus scherzi; Mammuthus intermedium; Coelodonta antiquitatis praecursor Equus caballus piveteaui Equus wernerti	Lagurus + Apodemus + Dicrostonyx + Lemmus Dicerorhinus + Coelodonta + Mammuthus intermedium	Arvicola sapidus; Marmota marmota; Erinaceus davidi; Soriculus; Ursus spelaeus; Alopecurus lagopus; Rangifer tarandus; Dama of. dama; Alces alces; Cervus elaphus; Saiga tatarica; Capra ibex; Coelodonta
	MNQ23	Crocota spelaea intermedia Cuon priscus; Meles thorali spelaeus; Equus steinheiniensis steinheiniensis; Eucladoceros mediterraneus	Pliomys episcopolis + Microtus brecciensis Megaceros + Dama clactoniana Trogontherium + Dicerorhinus mercki + Dicerorhinus hemitoechus	Vulpes vulpes vulpes; Hyaena prisca; Megaceros giganteus; Bubalus murrensis; Sus scrofa prisca
	MNQ22	Microtus brecciensis mediterraneus Arvicola cantiana; Pliomys chalinei; Microtus agrestis jansoni; Vulpes vulpes jansoni; Ovis ammon antiqua	Cricetus major + Arvicola cantiana Jansofelis + Hemitragus bonali Praeovibos + Ursus deningeri Dicerorhinus etruscus brachycephalus + Hydruntinus Equus mosbachensis + Canis etruscus	Oryctolagus cuniculus; Gulo gulo; Ursus of. prasarctos; Hydruntinus; Dicerorhinus hemitoechus; Mammuthus trogontherii; Hemitragus bonali
	MNQ21	Pitymys arvalidens P. gregaloides; Cervus acoronatus; Ursus deningeri suessenbornensis; Ursus stehlini	Mimomys + Pitymys + Microtus gregalis + M. savini; Hystrix + Pliomys episcopolis + Alloccretus bursae; Mammuthus meridionalis + Palaeoloxodon antiquus; Pachycrocuta perrieri + Cervus acoronatus	Panthera pardus; P. spelaea; Equus mosbachensis; Dama clactoniana
	MNQ20	Allophaiomys pliocaenicus nutiensis; A. p. pitymyoides; Microtus malei burgondiae; Soergelia elizabethae; Cervus elaphoides; Equus stenonis (terminal stage)	Ungaromys + Mimomys savini; Allophaiomys + Ochotona + Hypolagus brachignatus; Equus suessenbornensis + Mammuthus meridionalis Cervus elaphoides + Bison; Eucladoceros gr. tegulensis/euctenoides + Bos; Pliohyaena brevirostris + Dicerorhinus mercki	Citellus; Glis glis; Lepus timidus; Gulo schlosseri; Crocota spelaea; Homotherium latifrons; Hippopotamus major; Sus scrofa; Capreolus; Alces carnutorum; A. latifrons; Praemegaceros verticornis; Dicerorhinus etruscus brachycephalus; D. mercki
	MNQ19	Allophaiomys pliocaenicus pliocaenicus; Cervus perolensis; Eucladoceros tetraceros	Dicerorhinus etruscus etruscus + Eucladoceros tetraceros; Cervus perolensis + Canis etruscus; Sus strozii + Canis falconeri	Canis etruscus Pliohyaena brevirostris
PLIOCENO Y PLEISTOCENO INFERIOR	MNQ18	Equus stenonis senezensis; Croizetoceros ramosus minor; Cervus philisi philisi; Eucladoceros senezensis senezensis	Gallogoral + Cervus philisi philisi Acinonyx + Megalovis latifrons Pliotragus + Canis senezensis Libralces gallicus + Sus strozii	Allophaiomys pliocaenicus; Libralces; Procamploceras; Megalovis; Paradolichopithecus; Canis senezensis
	MNQ17	Mimomys pliocaenicus; Equus stenonis vireti; Croizetoceros ramosus medius; Cervus philisi valliensis; Eucladoceros senezensis vireti	Gazella borbonica + Mammuthus meridionalis Leptobos stenometopon + Anancus Lynx issiodorensis + Equus bressanus	Sciurus; Equus bressanus; Mammuthus meridionalis; Eucladoceros; Leptobos etruscus; Gallogoral meneghini; Meles thorali; Viretailurus schaubi
	MNQ16	Mimomys polonicus; M. stehlini; Dolomys hungaricus; Rhagapodemus frequens; Dicerorhinus jeanvireti; Arvernoceros ardei; Croizetoceros ramosus ramosus; Cervus cusanus; Cervus perrieri; Cervus pardinensis	Equus + Hipparion; Tapirus + Dicerorhinus jeanvireti; Zygodolophodon + Pliotragus ardeus	Oryctolagus; Lepus; Dicerorhinus etruscus; Equus; Mammuthus gromovae; Arvernoceros; Croizetoceros; Leptobos; Pachycrocuta; Homotherium
	MNQ15	Mimomys occitanus; Cricetus angustidens; Ruscinomys europaeus; Trilophomys pyrenaicus; Kowalskia intermedia; Pliopentalagus dietrichi; Hipparion crassum; H. fissurae; Dicerorhinus megarhinus st.II; D. miguelcruzafonti; Cervus pyrenaicus; Alephis lyrix; Canis adoxus; Nyctereutes donnezani; Ursus rusciniensis	Anancus + Nyctereutes donnezani Euryboss + Dicerorhinus megarhinus; Hyaena + Hipparion crassum; Alephis + Sus	Trogontherium; Caeria; Alloccretus; Hippolagus; Pliopentalagus; Dolichopithecus; Therailurus; Euryboss; Canis michauxi; Postschizotherium; Sus minor; Zygodolophodon borsoni
	MNQ14	Promimomys insuliferus; Cricetus barrieri; Kowalskia magna; K. polonica; Rhagapodemus hautmagnensis; Parabos cordieri; Anancus arvernensis (primitive); Dicerorhinus megarhinus st.I	Parabos + Dicerorhinus megarhinus; Propotamochoerus + Anancus; Agriotherium + Cervus australis; Sus + Pliohyrax occidentalis	Promimomys; Mimomys; Rhagapodemus; Nyctereutes; Ursus; Agriotherium insigne; Meles genevaxi; Felis christoli; Pliohyrax occidentalis; Tapirus avernensis

Figura II.1. Escala bioestratigráfica propuesta por Guérin (1990) para los mamíferos de Europa occidental.

Figure II.1. Biostratigraphic scale proposed by Guérin (1990) for the western Europe mammals.

terrestres cenozoicos, debido a su rápida evolución y a la abundancia de sus restos en el registro fósil (Lourens *et al.*, 2004). En las últimas décadas se ha documentado un incremento de la datación magnetoestratigráfica y radiométrica de secuencias con fauna de mamíferos, permitiendo estudios de cambios faunísticos con una resolución temporal que alcanza los 100.000 años (Daams *et al.*, 1999; Barry *et al.*, 2002; Abdul-Aziz *et al.*, 2004; Dennell *et al.*, 2006; Deino *et al.*, 2006, van Dam *et al.*, 2006; Barnosky *et al.*, 2007; Boehme *et al.*, 2009, entre otros). Dado que en la zona estudiada aparecen abundantes yacimientos de macromamíferos que aportan una interesante información biocronológica, en una primera fase de este estudio se trabajó con la escala propuesta por Guérin (1982, 1990) para mamíferos continentales europeos (Fig. II.1), con la idea de aplicar posteriormente estudios de tipo magnetoestratigráfico.

En 1982, Guérin plantea una modificación a la biozonación propuesta por Mein (1975) para los mamíferos del Neógeno continental de Europa occidental. La zonación de Mein (1975) se basa en la combinación de rasgos tales como la presencia de ciertos taxones y las edades de primera aparición, y divide al Neógeno en 17 zonas denominadas “*Mammal Neogene Zones*” o “zonas MN”. Aunque en trabajos posteriores se ha modificado esta biozonación (Mein, 1990, 1999), estos trabajos no facilitan una subdivisión del Pleistoceno en lo que a zonas de mamíferos se refiere. Guérin (1982) extiende la zonación de Mein (1975) hasta el Cuaternario, aumentando las zonas de 17 a 26 (Fig. II.1), y modifica la nomenclatura de las zonas, pasando a denominarlas “zonas MNQ” o “*Mammal Neogene-Quaternary Zones*”. Además, Guérin (1990) proporciona una definición exacta del término “zona MNQ”. Según este autor (*op. cit.*), una zona MNQ no es sólo una biozona o una cronozona, sino que corresponde a una zona estándar según la definición de Callomon y Donovan (1971): una zona de asociación bioestratigráfica limitada por superficies isócronas. Asimismo, las zonas MNQ se pueden incluir en escalas estándar y por tanto, no se solapan, no existen espacios vacíos entre ellas, y los límites entre unidades de cualquier rango coinciden con los límites entre unidades del siguiente rango inferior a dichas unidades (Fig. II.1). La zonación MNQ puede usarse para todo el Neógeno-Cuaternario europeo (Guérin, 1990), incluye tanto micromamíferos como macromamíferos, y es un sistema que sigue las reglas generales de la bioestratigrafía, por lo que se ha considerado adecuado para su aplicación a los yacimientos que se han localizado en el marco del Proyecto Fonelas.

Es interesante comentar que, aunque durante la realización de esta Tesis Doctoral se ha aplicado la escala de Guérin (1982, 1990), muchos de los trabajos que se han utilizado de referencia se basan en la escala de Mein (1975, 1990, 1999). Dado que no es mi intención modificar la nomenclatura utilizada en ellos, y que ambas escalas son de común uso en la comunidad científica, utilizaré la zonación de Mein cuando la información referida sea anterior al presente trabajo y/o los autores del documento original la utilicen.

II.1.2.2. Escala magnetoestratigráfica utilizada

A la hora de correlacionar los datos paleomagnéticos de las secciones muestreadas con una escala de tiempo de polaridad geomagnética, se ha utilizado como referencia el rango de edad de los yacimientos obtenido por biocronología (zonas de Guérin, 1982, 1990). La escala utilizada ha sido la *Global Time Scale 2004* (Gradstein *et al.*, 2004), confeccionada por investigadores de la Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS). Esta escala se basa en la calibración astronómica del registro estratigráfico, utilizando variaciones cíclicas en registros

Era	Período	Sub-período	Época	Edad	Edad (Ma)	Crones	Polaridad	GTS2004 (Ma)				
CENOZOICO	CUATERNARIO	PLEISTOCENO	HOL.	SUP.	0	Brunhes	C1n					
			MEDIO									
			TERCIARIO	NEÓGENO	PLIOCENO	INFERIOR	MATUYAMA	1	C1r	C1r.1r		0.781
								C1r.1n (Jaramillo)			0.988	
								C1r.2r			1.072	
								C1r.2n			1.173	
								C1r.3r			1.185	
						GELASIENSE	2	C2r	C2n	Olduvai		1.778
							C2r		C2r.1r		1.945	
									C2r.1n (Reunión)		2.128	
	C2r.2r								2.148			
	PIACENSIENSE	3							C2An	C2An.1n		2.581
		C2An	C2An.1r		3.032							
			C2An.2n		3.116							
			C2An.2r		3.207							
			C2An.3n		3.330							
	ZANCLIENSE	4	C3n	C2Ar		3.596						
		C3n		C2Ar								
				C3n.1n								
				C3n.1r								
C3n.2n												
C3n.2r												
5	C3n.3n											
	C3n.3r											
C3n.4n												
C3r	C3r		5.32									

Figura II.2. Escalas magnetoestratigráfica (GTS2004, Gradstein *et al.*, 2004) y geocronológica (International Stratigraphic Chart 2008) utilizadas en este trabajo.

Figure II.2. Magnetostratigraphic (GTS2004, Gradstein *et al.*, 2004) and geochronologic (International Stratigraphic Chart 2008) scales used in this dissertation.

relacionados con el clima para localizar curvas derivadas de soluciones astronómicas para los sistemas solar-planetario y Tierra-Luna. Los ciclos sedimentarios se interpretan así como el resultado de la influencia de los ciclos de Milankovitch (1941) en el clima terrestre.

En este trabajo se ha utilizado la parte superior de la escala GTS2004 (Gradstein *et al.*, 2004). Una escala de tiempo geológico debería tener una alta precisión temporal y poder proporcionar edades absolutas (Lourens *et al.*, 2004), con objeto de desentrañar las relaciones causa-efecto y determinar tasas de cambio, especialmente cuando éstas van unidas a estratigrafía de alta resolución. La GTS2004 (Fig. II.2) tiene una resolución temporal de <20 o <40 Ka, dependiendo del período del ciclo orbital más corto usado en el procedimiento de sintonización. En cuanto a la precisión de la edad absoluta, las edades sintonizadas astronómicamente se presentan en esta escala como tres dígitos sin barra de error. Los errores en las edades astronómicas durante los últimos 10 millones de años son del orden del 0.1-0.2% y posiblemente menores (Lourens *et al.*, 2004). Esto hace que la GTS2004 cumpla los requisitos planteados por Lourens, lo que la convierte en una escala muy útil y aplicable en el presente trabajo. En el documento original del que se ha obtenido esta escala (Gradstein *et al.*, 2004) la escala se presenta en dos partes, una para el Neógeno (ATNTS 2004, Lourens *et al.*, 2004) y otra para el Pleistoceno-Holoceno (*Pleistocene-Holocene time scale*, Gibbard y Van Kolfschoten, 2004). Dado que existe una polémica aún no resuelta a nivel conceptual sobre la definición del término Cuaternario, he considerado necesario esbozar en unas líneas la evolución que ha sufrido dicho término en los últimos años y la situación actual en la que se encuentra el proceso de definición del mismo.

II.1.2.3. Sobre la definición del término Cuaternario

El Cuaternario ha sido en los últimos años objeto de controversia en la comunidad científica internacional en cuanto a su extensión temporal y su rango dentro de la escala de tiempo geológico.

El término “Cuaternario” fue propuesto por primera vez en 1829 por Desnoyers, aunque ya estaba en uso a finales del siglo XVIII (Gibbard y Van Kolfschoten, 2004). Unos 150 años más tarde, en 1974, se inició un proyecto (Proyecto IGCP 41, 1974-1984) titulado “Neogene-Quaternary Boundary” con el que un equipo internacional trató de establecer la correlación cronológica del límite Neógeno-Cuaternario (Cita, 2007). Para ello propusieron tres posibles alternativas, todas ellas basadas en los criterios físicos más apropiados para resolver la correlación entre depósitos marinos y continentales:

- a) La inversión del campo magnético entre los cronos Bruhnes y Matuyama (0.78 Ma)
- b) El límite superior del cron Olduvai (ca. 1.8 Ma.)
- c) El límite magnetoestratigráfico Gauss-Matuyama (2.6 Ma)

De estas tres opciones, el grupo de trabajo optó por la segunda (límite Plioceno-Pleistoceno en 1.8Ma) para establecer la base del Cuaternario (Fig. II.3.A), y por la sección de Vrica (Selli *et al.*, 1977) como estratotipo del límite (GSSP: *Global Stratotype Section and Point*) (Cita, 2007). Esta propuesta se expuso durante el congreso de la INQUA (*International Union for Quaternary Research*) de 1982, en Moscú, aunque el informe final del Proyecto ICGP41 no se publicó hasta 1997 (Nikiforova y Alekseev, 1997).

Tras hacer públicos los resultados en 1982, la ICS (*International Commission on*

Stratigraphy) designó a la INQUA como una subcomisión de la ICS para abordar el tema en profundidad, aunque se plantearon discrepancias importantes entre ambos organismos respecto a normas y procedimientos (Cita, 2007). En este sentido, la ICS llegó incluso a eliminar el término Cuaternario de la escala estratigráfica internacional (International Stratigraphic Chart, 2004) (Fig. II.3.B).

Debido a la creciente controversia, tras el 32º Congreso Geológico Internacional celebrado en Florencia en 2004, la ISSC (*International Subcommission on Stratigraphic Classification*) decidió realizar una encuesta entre sus miembros y los de otras comisiones estratigráficas internacionales (Cita, 2007). Los resultados mostraron que la mayoría de los encuestados consideraba el Cuaternario como una unidad cronoestratigráfica con entidad propia, y de ellos, la mayor parte opinaba que debería tener el rango de sistema/período. Tanto los representantes de la comunidad científica rusa como los de la americana estaban de acuerdo en que el Cuaternario debía considerarse un sistema/período (Cita, 2007) cuya base coincidiera con la base del Pleistoceno y la del Calabriense, representada en la sección de Vrica (Selli *et al.*, 1977).

En Septiembre de 2005 (ICS, 2005), un grupo formado por investigadores de la ICS y de la INQUA (*Quaternary Task Group*) acordaron por mayoría durante una reunión en Leuven (Bélgica) las siguientes recomendaciones para definir el Cuaternario:

- El Cuaternario es una unidad cronoestratigráfica y geocronológica
- Su base coincide con la base del Gelasiense (2,6 Ma) y está definida por el GSSP de dicho piso/edad (Río *et al.*, 1998).

- Ante la opción de considerar al Cuaternario como sistema/período o considerarlo como sub-erátoma/sub-era, concluyeron que el Cuaternario es una sub-era/sub-erátoma, de forma que el Neógeno se extiende hasta la actualidad (Fig. II.3.C.).

A raíz de esta decisión, la INQUA puso en marcha otra encuesta, en este caso abierta a todos los cuaternaristas y demás científicos interesados en la cuestión, que se publicó en la revista *Quaternary International* (Clague, 2006). El resultado final de esa encuesta fue la siguiente propuesta de la INQUA a la ICS (Fig. II.3.D):

- El Cuaternario debe ser una unidad cronoestratigráfica cuyo rango apropiado es el de sistema/período.

- La base del Cuaternario debería estar situada en la base actual del piso Gelasiense, en correspondencia con el GSSP en Monte San Nicola, Sicilia (Río *et al.*, 1998).

- La base del Pleistoceno debería bajarse hasta 2,6 Ma para coincidir así con la base del sistema/período Cuaternario. Para ello, el Gelasiense debería incluirse dentro del Pleistoceno, y los otros pisos del Pleistoceno deberían recibir un nombre propio.

La propuesta fue aprobada en Abril de 2007 por los miembros de la ICS (Gibbard, 2007; ICS, 2007a) con un 82% de los votos favorables a ella, y la decisión fue posteriormente ratificada por la INQUA (Clague, 2007). De esta forma, el acuerdo al que llegaron ambos organismos en 2007 se resume en que el Cuaternario es un sistema/período con su base en 2,6 Ma, coincidente con la del Pleistoceno, y que el Pleistoceno incluye al piso/edad Gelasiense, quedando el Plioceno dentro del Neógeno y formado únicamente por los pisos/edades Zanclicense y Piazencense (Fig. II.3.D).

Este acuerdo está aún pendiente de la ratificación por parte de la IUSGS (*International*

Union of Geological Sciences) (ICS, 2007b) y hasta la fecha no se ha publicado de forma oficial. En la escala estratigráfica internacional de 2008 (International Stratigraphic Chart IUSGS, 2008)

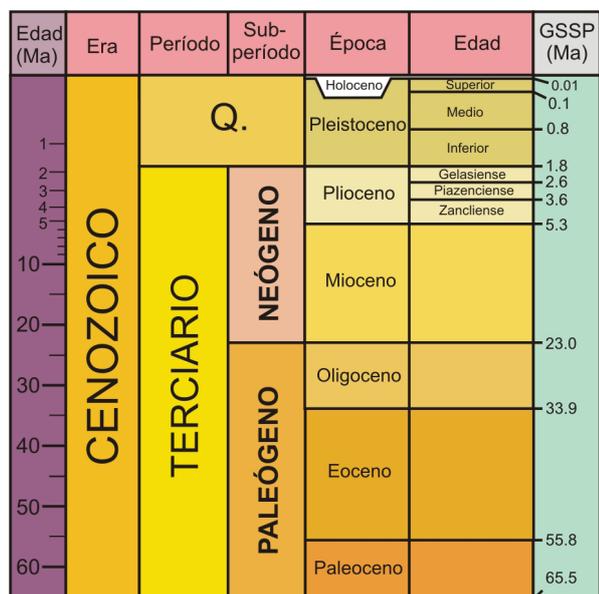


Fig. II.3A. Subdivisiones de la Era Cenozoica propuestas por el Proyecto IGCP 41 (1982).
Fig. II.3A. Subdivisions of the Cenozoic Era proposed by the ICGP 41 Project (1982).

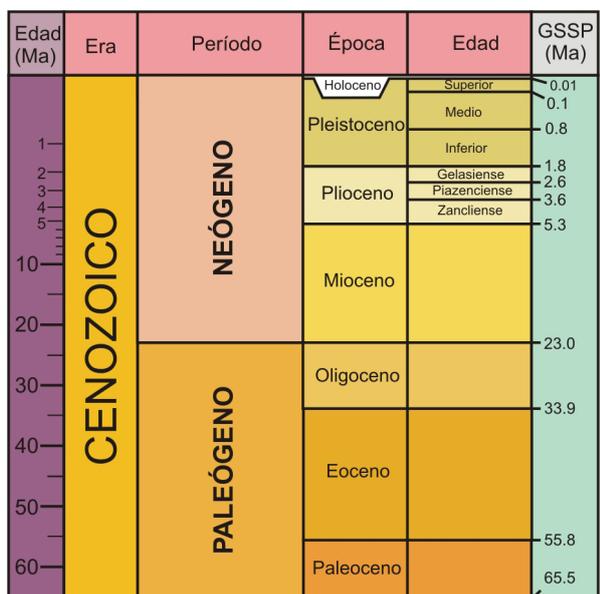


Fig. II.3B. Subdivisiones de la Era Cenozoica propuestas por Gradstein et al., (2004).
Fig. II.3B. Subdivisions of the Cenozoic Era proposed by Gradstein et al., (2004).

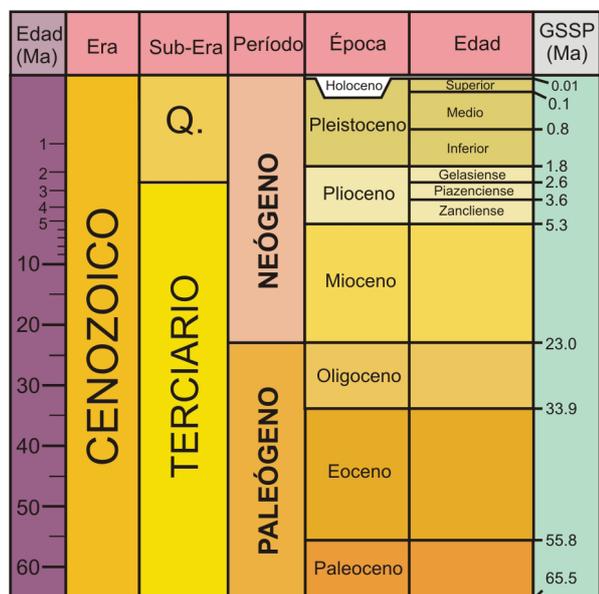


Fig. II.3C. Subdivisiones de la Era Cenozoica propuestas por la ICS (reunión de Leuven, 2005).
Fig. II.3C. Subdivisions of the Cenozoic Era proposed by the ICS (Leuven meeting, 2005).

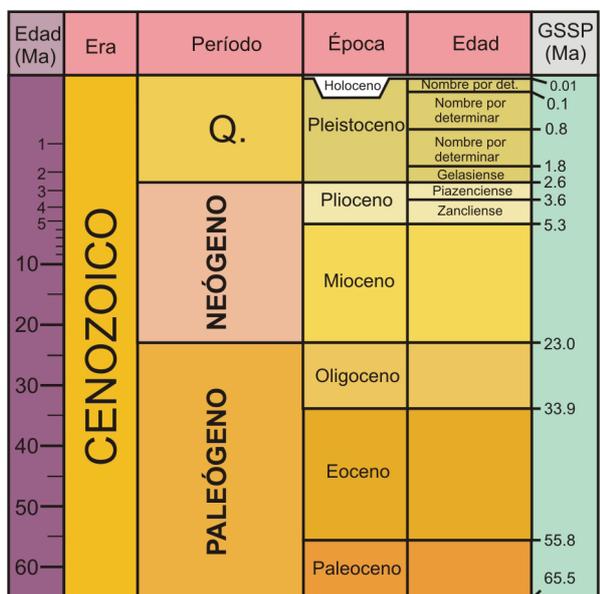


Fig. II.3D. Subdivisiones de la Era Cenozoica propuestas por la INQUA a la ICS (2006-2007).
Fig. II.3D. Subdivisions of the Cenozoic Era proposed by the INQUA to the ICS (2006-2007).

Figura II.3. Propuestas sucesivas referentes al concepto de los términos Terciario, Cuaternario y Neógeno y su rango temporal desde 1982 hasta 2007.
Figure II.3. Successive proposals regarding the concept of the terms Tertiary, Quaternary and Neogene and their time extension from 1982 to 2007.

y documentos derivados de ella (Gradstein *et al.*, 2008) se manifiesta que sigue pendiente el establecimiento del límite inferior del Cuaternario, así como la base del Pleistoceno y la adición del Gelansense (Fig. II.3.E).

En base a los argumentos expuestos, en el momento de redacción de esta memoria parece la solución más prudente el adoptar los criterios de subdivisión propuestos en la *International Stratigraphic Chart 2008*, considerándose en el presente trabajo el Cuaternario como un período/sistema con su inicio coincidente con el del Pleistoceno inferior, en 1,778 Ma. (Fig. II.2).

II.2. ARQUITECTURA ESTRATIGRÁFICA DEL SECTOR CENTRAL DE LA CUENCA DE GUADIX

II.2.1. LITOESTRATIGRAFÍA

II.2.1.1. Identificación de áreas fuente de sedimento

El área fuente no sólo determina la litología de los sedimentos de naturaleza siliciclástica depositados en una cuenca continental, sino que también puede permitir la acumulación de potentes depósitos de carácter carbonatado cuando hay en ella abundantes rocas carbonatadas (Jones y Bowser, 1978; Gierlowski-Kordesch, 1998). Es muy importante por tanto tener en cuenta las áreas de las que provienen los aportes en la Cuenca de Guadix, sobre todo si se pretende explicar las diferencias entre las unidades V y VI en el sector objeto de estudio.

La litología de los depósitos en los tres sistemas de drenaje (SA, STI y STE) que se han diferenciado para las unidades V y VI está directamente relacionada con la roca madre de sus áreas fuente (Figura II.4). Con objeto de simplificar la asignación de los sedimentos a una determinada área fuente, en este trabajo se va a considerar cada área fuente como un conjunto con cierta homogeneidad litológica, tal y como Viseras (1991) hizo en su tesis doctoral.

Según los datos de mineralogía de finos (Sebastián-Pardo, 1974, 1979; Sebastián-Pardo *et al.*, 1975, 1980a, 1980b, 1981; García-Aguilar, 1986; Bonadonna y Leone, 1989; Andrés *et al.*, 1990) y la petrología de los clastos (Viseras, 1991), se distinguen como áreas fuente los siguientes conjuntos (Figura II.4):

- Dentro de un mismo conjunto se engloban los materiales de la Zona Subbética y las Unidades Frontales de las Zonas Internas Béticas, por su afinidad litológica. La litología de los detritos resultantes de su erosión es predominantemente carbonatada, con algunos clastos de sílice.

- Dentro del basamento de las Zonas Internas se consideran los conjuntos Alpujárride y Nevado-Filábride. La erosión del conjunto Alpujárride da lugar a sedimentos de una litología en la que predominan los mármoles dolomíticos, mientras que el conjunto Nevado-Filábride en su desmantelamiento da lugar a sedimentos con una litología también de carácter metamórfico en los sedimentos que origina, con abundante presencia de clastos de cuarcita y micaesquistos. El sustrato Maláguide aparece escasamente representado en el basamento, y su influencia no alcanza al sector estudiado.

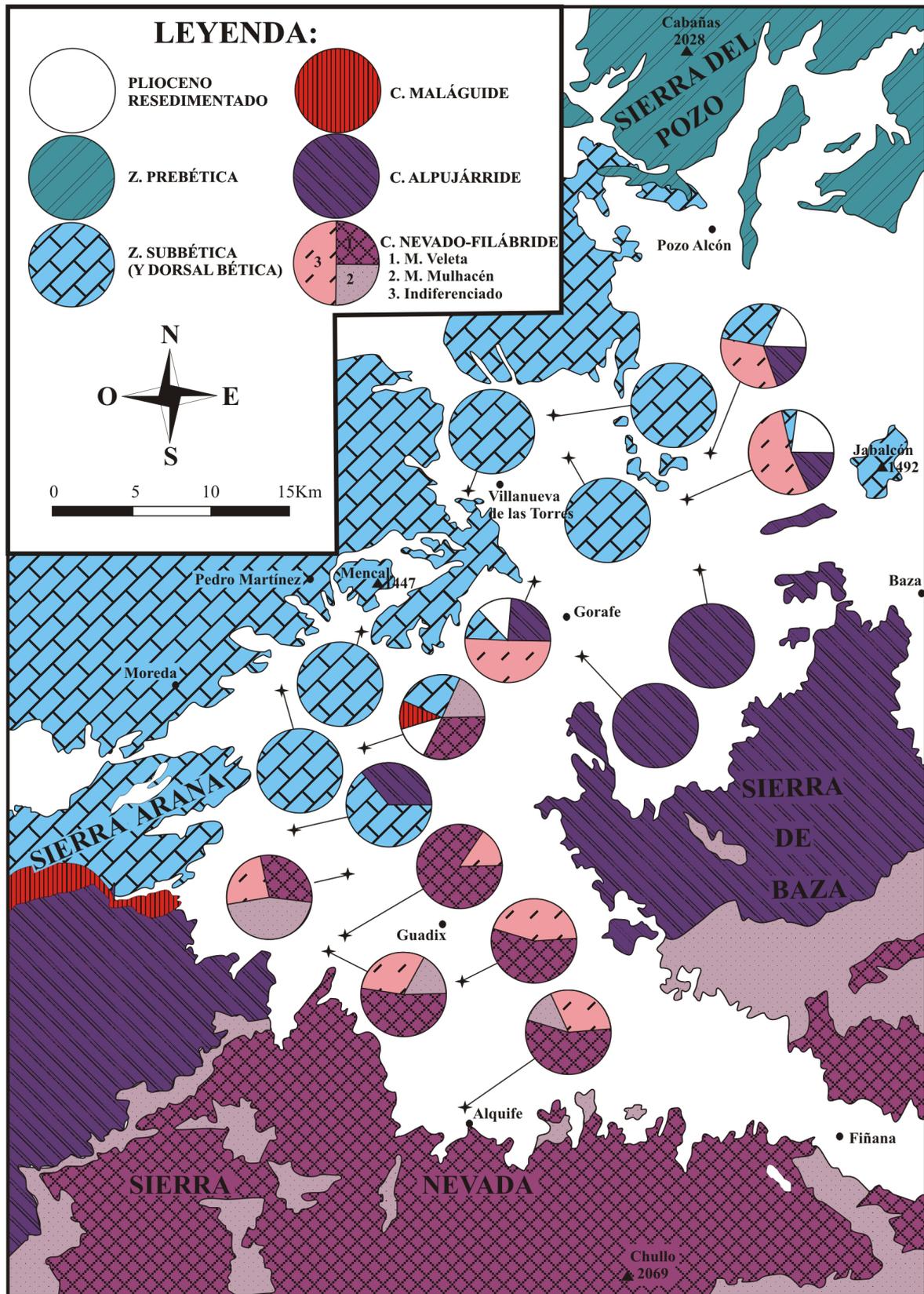


Figura II.4. Distribución de litologías en los clastos del sedimento aluvial de la Cuenca de Guadix y principales áreas fuente de sedimento (Tomada de Viseras, 1991).
 Figure II.4. Lithologic distribution in the alluvial sediment clasts in the Guadix Basin and main sediment source areas (From Viseras, 1991).

II.2.1.2. Composición litológica característica de los sedimentos de cada sistema de drenaje

Para hacer una correcta atribución de un sedimento a uno de los tres sistemas de drenaje principales ya mencionados (SA, STI y STE) se han utilizado dos criterios principales, la composición litológica del sedimento y el tipo de elemento arquitectónico que conforma.

En el capítulo 3 del presente trabajo se presenta una exposición detallada de los distintos elementos arquitectónicos que aparecen en el sector estudiado dentro de cada sistema de drenaje en cada unidad, por lo que en lugar de mencionarlos aquí, considero más interesante remitir al lector a dicho capítulo.

En cuanto a la litología característica de los sedimentos de cada sistema de drenaje, como se ha comentado en el epígrafe anterior, está en relación con el área fuente de donde proceden los mismos (Tabla II.1):

- En el Sistema Axial, el área fuente lo conforma principalmente el conjunto Nevado-Filábride, por lo que sus sedimentos más proximales están dominados por clastos de cuarcitas y micaesquistos. En las partes medias y distales del sistema, donde el Sistema Transversal Interno (STI) y el Sistema Transversal Externo (STE) contribuyen en cierta medida a alimentar al drenaje axial, aparece una mayor variedad de sedimentos procedentes tanto de las Zonas Internas como de las Zonas Externas, en especial de sedimentos carbonatados (Fig. II.4).

- El área fuente del STI la forman los conjuntos Nevado-Filábride y Alpujárride, de forma que junto a las cuarcitas y los micaesquistos aparecen abundantes dolomías, que constituyen un importante criterio para distinguir los materiales del SA de los del STI.

- En cuanto al STE, la litología de los clastos está dominada por calizas mesozoicas y en menor proporción por clastos silíceos procedentes del desmantelamiento de los materiales de la Zona Subbética y las Unidades Frontales de las Zonas Internas Béticas. Las Zonas Externas

Sistema de drenaje	Principal área fuente	Relieves en el área fuente	Litología deposicional resultante
Sistema Axial (SA)	Zonas Internas (C. Nevado-Filábride) + aportes transversales	Sierra Nevada	Predominio de cuarcitas y micaesquistos
Sistema Transversal Interno (STI)	Zonas Internas (C. Nevado-Filábride, C. Alpujárride y C. Maláguide)	Sierra Nevada Sierra Arana Sierra de Baza	Cuarcitas Micaesquistos Mármoles dolomíticos
Sistema Transversal Externo (STE)	Zonas Externas + Unidades Frontales de las Zonas Internas	Cerro Mencal Sierra Arana Sierra de Baza	Predominio de calizas Sílex

Tabla II.1. Procedencia de los sedimentos en el sector de la Cuenca de Guadix estudiado (Tomada de Pla-Pueyo *et al.*, 2009).

Table II.1. Provenance of the sediments in the studied area in the Guadix Basin (From Pla-Pueyo *et al.*, 2009).

probablemente proporcionan el principal aporte de carbonato a la Cuenca de Guadix durante el Plioceno y el Pleistoceno.

II.2.1.3. Conjuntos sedimentarios diferenciados en el mapa litoestratigráfico.

A la hora de distinguir conjuntos sedimentarios en el sector en estudio, he tomado como referencia la cartografía 1:50.000 realizada por Viseras (1991) en su Tesis Doctoral, aunque en el presente trabajo la cartografía abarca un área mucho más reducida y se ha realizado con mayor detalle (escala 1:25.000). En un primer momento, la hipótesis de trabajo siguió los criterios litológicos y sedimentológicos utilizados por Viseras (1991) para diferenciar los conjuntos. Viseras (1991) propuso una serie de términos en base al predominio de distintos tipos de litofacies que representaban áreas ocupadas temporalmente por la presencia de determinados ambientes sedimentarios. Posteriormente, a la luz de los nuevos datos obtenidos a partir de las columnas estratigráficas levantadas en el sector (Pla-Pueyo, 2006b), la correlación entre ellas (Pla-Pueyo, 2006a, 2006b; Pla-Pueyo *et al.*, 2006, 2008a) y la datación del límite entre las unidades V y VI por paleomagnetismo (Pla-Pueyo *et al.*, 2008a), establecí una serie de conjuntos cartografiables dentro de cada unidad diferentes a los propuestos por Viseras (1991).

		CONJUNTOS CARTOGRAFIABLES		SÍMBOLOS
MATERIALES RECIENTES (Holoceno)			Terrazas recientes	TR
			Terrazas antiguas	TA
			Glacis 2	G2
			Glacis 1	G1
RELLENO CONTINENTAL (Plioceno- Pleistoceno)	Unidad VI (6)	Sistema Axial (A)	> carbonatos (c)	6Ac
			> detríticos (d)	6Ad
		Sistema Transversal Interno (I)		6I
		Sistema Transversal Externo (E)		6E
	Unidad V (5)	Sistema Axial (A)	> carbonatos (c)	5Ac
			> detríticos (d)	5Ad
		Sistema Transversal Interno (I)		5I
		Sistema Transversal Externo (E)	distal (d)	5Ed
			proximal (p)	5Ep
		BASAMENTO (Trías- Mioceno)		Basamento

Tabla II.2. Síntesis de los conjuntos sedimentarios diferenciados en el mapa litoestratigráfico.

Table II.2. Summary of the sedimentary ensembles differentiated in the lithostratigraphic map.

En este trabajo he considerado los conjuntos en base al predominio de determinados tipos de litologías y elementos arquitectónicos que caracterizan cada sistema de drenaje en cada unidad. Esto supone que cada término representa dentro de cada unidad genética un

determinado sistema de drenaje o un determinado subambiente del mismo.

De esta forma, para la unidad V se han diferenciado cinco términos cartografiables, mientras que para la unidad VI son cuatro los términos que se distinguen (Ver el mapa litoestratigráfico 1:25.000 que se adjunta). El código asignado a cada término en el mapa (Tabla II.2) consta de un número (5 o 6), indicando la unidad genética a la que pertenece (V o VI, respectivamente), y una letra mayúscula que representa el sistema de drenaje al que se atribuye el término (A= Sistema Axial; E= Sistema Transversal Externo; I= Sistema Transversal Interno). Algunos de ellos presentan una tercera letra en minúscula que distingue diferencias composicionales o de proximalidad-distalidad (e.g. 5Ep= Unidad V, Sistema Transversal Externo proximal; 6Ac= Unidad VI, Sistema Axial carbonatado). Los datos detallados de naturaleza sedimentológica se expondrán en el capítulo 3. Para los rasgos geomorfológicos (terrazas y glaciares) se ha usado en cada uno de los cuatro términos cartografiados la inicial en mayúscula (T o G), seguida de otra letra (A o R) o número (1 o 2), según el caso, indicando la antigüedad relativa de los materiales (e.g. TA= Terrazas Antiguas). Las relaciones existentes entre los conjuntos enumerados se presentan en los paneles de correlación lito-, bio- y magnetoestratigráficos incluidos en el epígrafe II.2.4.

II.2.1.4. Secciones estratigráficas levantadas

En la zona de estudio se han levantado un total de dieciséis perfiles estratigráficos a escala 1:100, nueve de ellos en la vertical de los yacimientos FPB-4, FP-1, FSCC-1, FSCC-2, FSCC-3, FBP-SVY-1, H-1, M-2, M-3, M-4, M-5, M-8, M-9 y FST-1, y los siete restantes en posiciones intermedias para facilitar y hacer más precisa la posterior correlación. En la figura II.5 se indica la localización de las columnas. Es importante advertir al lector de que en el momento de levantar los perfiles estratigráficos aún no se disponía de los datos con los que posteriormente se ha datado el límite entre las unidades genéticas V y VI, por lo que a la hora de representar el perfil no se hizo distinción alguna entre una y otra unidad. Por este motivo, tampoco a la hora de describir los perfiles haré referencia a las unidades. No obstante, en los esquemas de correlación lito-, bio- y magnetoestratigráficos que se presentan en el epígrafe II.2.3. se puede observar por dónde pasa el límite de unidades en cada perfil estratigráfico.

En este apartado no se profundizará en aspectos sedimentológicos debido a que más adelante, en el capítulo 3, se describirán detenidamente los elementos arquitectónicos, las asociaciones de litofacies y las litofacies simples reconocidas en los perfiles. Asimismo, los detalles sobre los yacimientos que aparecen en algunos de los perfiles se pueden consultar en el citado capítulo, en el apartado dedicado a los yacimientos más importantes en el marco del Proyecto Fonelas (epígrafe III.5).

A continuación se expondrán brevemente los rasgos más característicos de los perfiles estratigráficos levantados, junto con una representación gráfica de los datos tomados en campo en cada caso (ver anexos). Para hacer más sencilla su localización dentro del sector estudiado, a la hora de describirlos se han agrupado en tres zonas: occidental, septentrional y oriental. Los números indicados entre paréntesis son las coordenadas UTM del punto donde se sitúan la base o el techo de la columna estratigráfica.

II.2.1.4.1. Zona Occidental

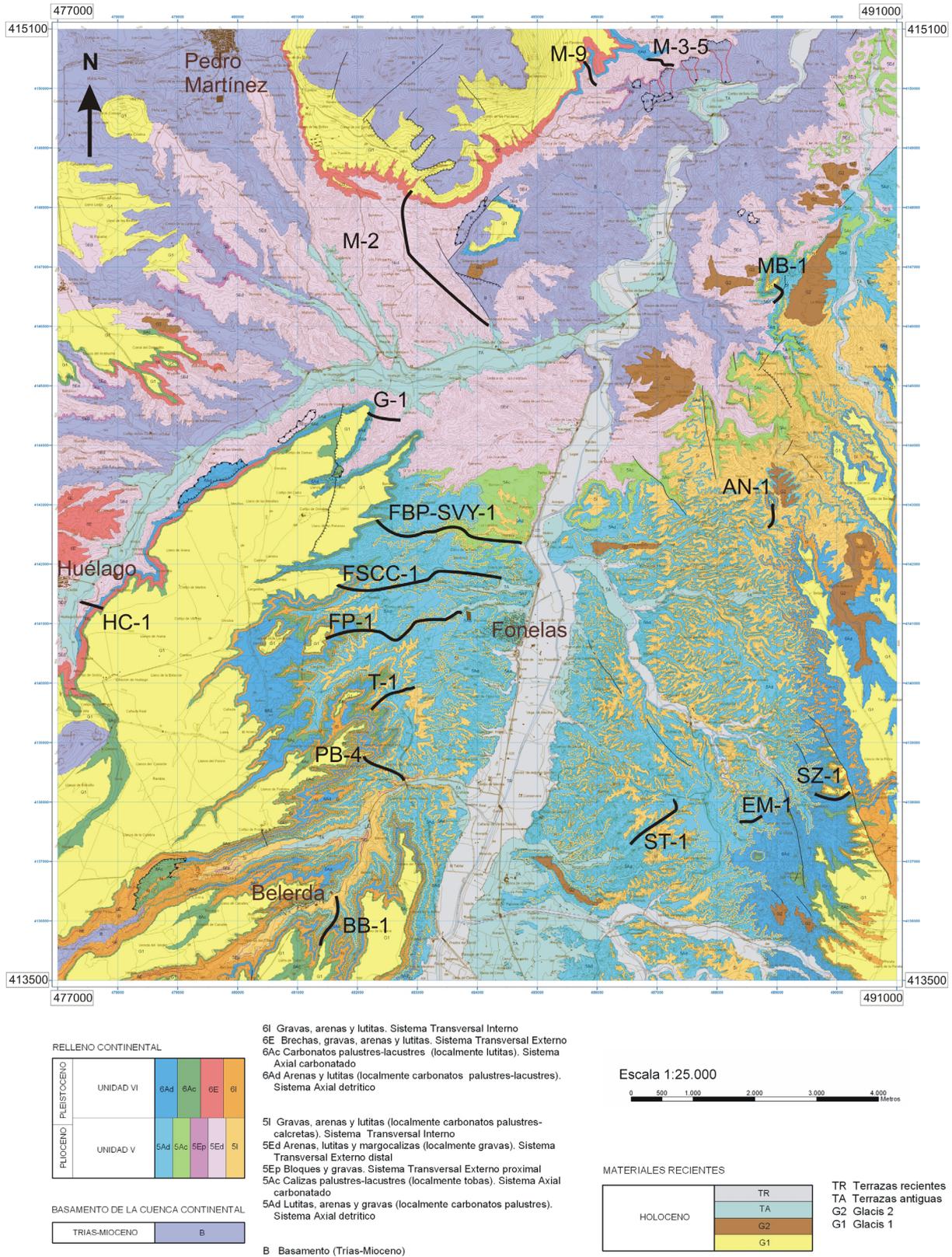


Figura II.5. Posición dentro del área cartografiada de los perfiles estratigráficos levantados.
 Figure II.5. Position of the measured stratigraphic profiles within the mapped area.

BB-1

El perfil denominado *Barranco de Belerda-1* (BB-1) (Anexo 1) es el que se encuentra más al Sur dentro del área de estudio (Fig. II.5). Tiene su base en el Barranco de Belerda

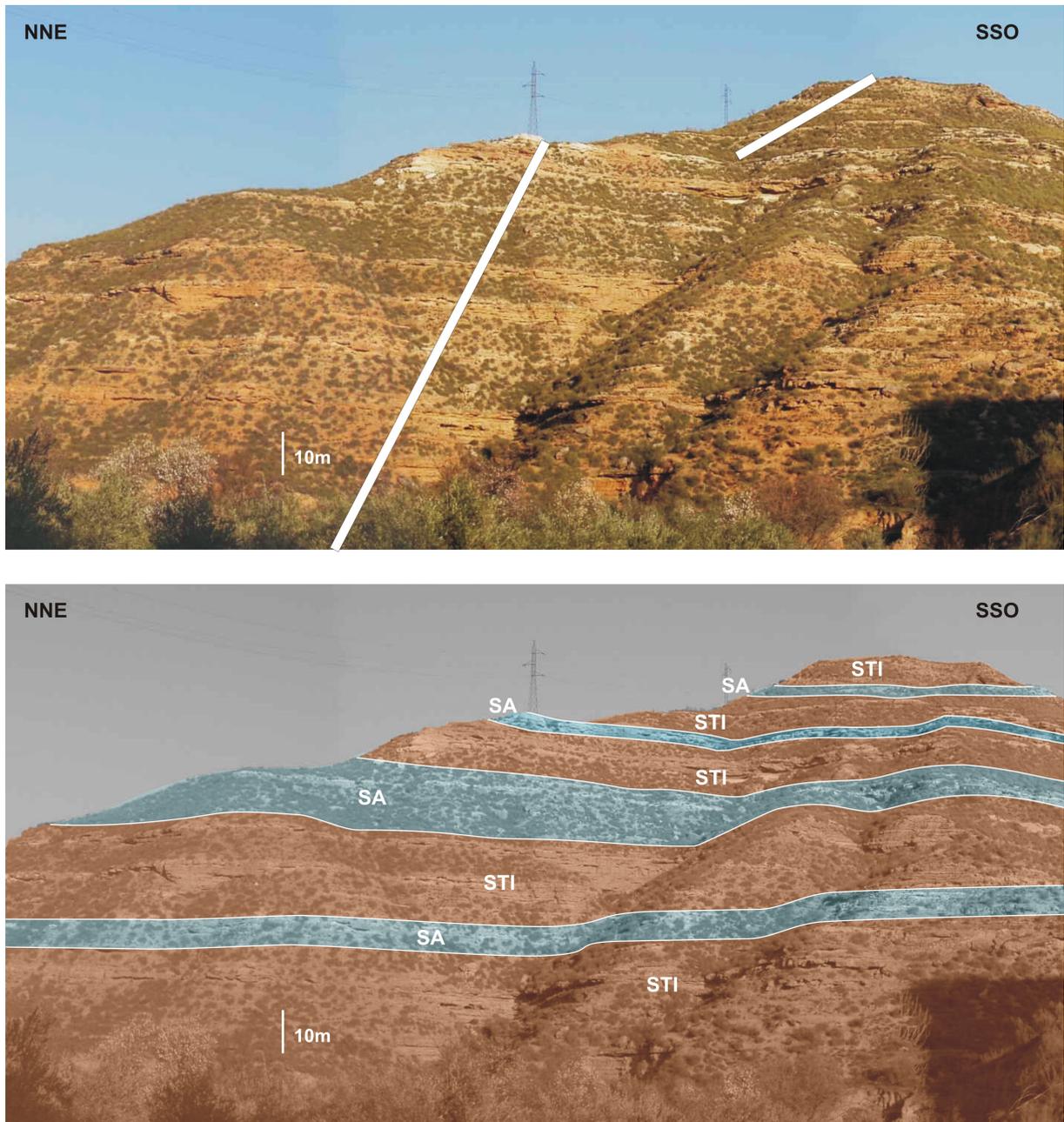


Figura II.6. Fotografía del perfil estratigráfico BB-1 en la que se indica mediante barras blancas el trayecto por el cual se ha levantado la columna. Debajo, interpretación estratigráfica de la sección, mostrando los diferentes conjuntos de materiales en función del sistema de drenaje al que pertenecen (STI: Sistema Transversal Interno; SA: Sistema Axial).

Figure II.6. Photograph of the stratigraphic profile BB-1 with white bars indicating the path followed to measure the profile. Below, stratigraphic interpretation of the section, showing the different sediment groups corresponding to each drainage system (STI: Internal Transverse System; SA: Axial System).

(481600, 4136200), enfrente del cementerio de la población de Belerda, y llega hasta el Llano de la Pichana (481400, 4135800). Hacia la mitad de la columna hay un poste de la luz que puede servir de referencia para localizar la vertical en la que se ha levantado el perfil estratigráfico.

La columna, con un total de 98,5 m, puede dividirse en tres tramos principales (Fig. II.6), uno inferior y uno superior en los que predominan los sedimentos del STI, y uno intermedio en el que dichos sedimentos se intercalan con materiales del SA. En los primeros 20 m del perfil aparecen sedimentos finos rojizos, con algunos niveles groseros intercalados, que presentan una litología de los clastos que los caracteriza como sedimentos del Sistema Transversal Interno (STI). Dada la proximidad de Sierra Arana (formada en parte por materiales de las Zonas Externas), es frecuente en esta parte del perfil la aparición de niveles con clastos pertenecientes al Sistema Transversal Externo, o incluso de niveles con clastos de ambos sistemas. Viseras (1991) hablaba para esta zona del denominado “Sistema Mixto”, un sistema formado por la interdigitación de las facies de abanicos con área fuente en Sierra Nevada (al SW) y Sierra Arana (al W), en el que esporádicamente se generarían niveles con una litología mixta, por el retrabajamiento de los clastos de los abanicos de un sistema por los abanicos del otro. En este trabajo, al haberse realizado la cartografía y los perfiles a una escala más detallada que los presentados por Viseras (1991), se ha preferido prescindir de dicho término, y tratar de diferenciar los niveles de cada sistema de forma independiente donde ha sido posible. En aquellos niveles en que los clastos aparecen mezclados, se ha asumido un origen principalmente relacionado con el STI, ya que a nivel de correlación, resulta mucho más interesante.

La base del tramo intermedio del perfil viene marcada por la primera aparición de sedimentos del SA en la columna. En este tramo se suceden intervalos dominados por sedimentos finos grisáceos del SA e intervalos en los que predominan los sedimentos rojizos, también de grano fino, del STI. En esta parte se deduce que la influencia del STE no es significativa, ya que en los escasos cuerpos groseros que aparecen, hay un claro predominio de los clastos propios del STI. En cuanto a los carbonatos, en el primer y tercer tramo de la columna prácticamente no se observan, mientras que son relativamente frecuentes en el tramo medio. Los niveles aparecen asociados tanto a facies del STI como a facies del SA, aunque mayoritariamente son carbonatos palustres asociados a las facies fluviales del SA.

FPB-4

El perfil *Fonelas Puente de Belerda-4* (FPB-4) tiene su base junto al lugar donde el Puente del Anchurón cruza la carretera que lleva desde Belerda hacia Fonelas (482700, 4138400), cerca de un carril que conduce hasta el yacimiento FPB-4. Se ha levantado subiendo por el barranco donde se sitúa el Cortijo del Puente, y llega hasta los Llanos de la Torre del Alto (482100, 4138800).

Sus 135 m (Anexo 2) están integrados principalmente por sedimentos aportados por el Sistema Axial (SA), pero presentan numerosas intercalaciones de sedimentos de los sistemas transversales (Fig. II.7). Al igual que el perfil BB-1, el perfil FPB-4 presenta en su base sedimentos tanto del Sistema Transversal Externo (STE), procedentes probablemente de la erosión de los materiales del Subbético Interno de Sierra Arana, como del Sistema Transversal Interno (STI), procedentes del desmantelamiento de los relieves de Sierra Nevada. Hay varias intercalaciones del STI en el resto del perfil, en cuya parte media-alta aparece el yacimiento de



Figura II.7. Fotografía del perfil estratigráfico FPB-4 en la que se indican mediante barras blancas el trayecto aproximado por el cual se ha levantado la columna y la posición del yacimiento de macromamíferos FPB-4. Debajo, interpretación estratigráfica de la sección, mostrando los diferentes conjuntos de materiales en función del sistema de drenaje al que pertenecen (STI: Sistema Transversal Interno; SA: Sistema Axial).

Figure II.7. Photograph of the stratigraphic profile FPB-4 with white bars indicating the approximate path followed to measure the profile and the position of the macromammal site FPB-4. Below, stratigraphic interpretation of the section, showing the different sediment groups corresponding to each drainage system (STI: Internal

Transverse System; SA: Axial System).

macromamíferos FPB-4. En esta columna abundan los carbonatos, asociados tanto a calcretas (especialmente en la base del perfil) como formando niveles palustres intercalados entre los sedimentos siliciclásticos del SA y el STI.

T-1

El perfil de detalle *Torreón-1* (Anexo 3) se ha levantado con objeto correlacionar de forma más precisa las columnas FPB-4 y FP-1. La columna comienza en el Barranco del Carrizal (482900, 4139900), que aguas abajo toma el nombre de Barranco del Andacairo, y llega hasta “El Torreón” (482200, 4139600).

Este perfil, de 92,5 m, se correlaciona bien por líneas de capa con FPB-4 y FP-1, y aunque está dominado por los materiales grises del SA, presenta varias intercalaciones de materiales rojizos del STI. En este perfil ya no se encuentran clastos pertenecientes al STE, y los carbonatos que aparecen son fundamentalmente palustres y suelen estar asociados tanto a las facies del SA como a las del STI.

A la hora de incluir este perfil en el panel de correlación correspondiente, se ha completado su base con datos cartográficos y de observación directa en campo. Dada la diferencia en el grado de detalle del perfil original y del tramo añadido, no se ha considerado oportuno representar éste último en el anexo (Anexo 3).

FP-1

El perfil *Fonelas Pocico-1* es quizá el más importante de todos, ya que en él se localiza el yacimiento de grandes mamíferos Fonelas P-1. Este perfil (Anexo 4) tiene su base detrás del cementerio de la población de Fonelas (483800, 4141300) y se ha levantado subiendo por el Barranco de la Iglesia y continuando después por el Barranco del Pocico, hasta llegar a la zona de la Cañada de la Langosta (481400, 4140600). El yacimiento FP-1 se encuentra en la ladera norte del Barranco del Pocico.

Este perfil, con un total de 118 m, corresponde fundamentalmente a sedimentos depositados por el Sistema Axial, y en él predominan claramente las facies fluviales (Fig. II.8), aunque contiene también abundantes intercalaciones del Sistema Transversal Interno. Esta columna presenta numerosos niveles carbonatados de reducida potencia (en general menores de 50 cm) que hacia techo de la columna se hacen cada vez más potentes y abundantes, y que se asocian tanto al STI como al SA. La gran mayoría de los niveles los constituyen calizas y calcilutitas palustres.

FSCC-1

Este perfil, *Fonelas Solana Cortijo del Conejo-1* (Fig. II.9), recibe su nombre de uno de los yacimientos paleontológicos que alberga. Está geográficamente muy cerca del perfil FP-1, lo que facilita la correlación entre ellos por líneas de capa. La base (485000, 4141700) se encuentra a la entrada del Condado de los Nogales (denominado popularmente Cortijo del Conejo). La columna, de 146 m, se ha levantado por la Rambla del Tejar, buscando los mejores

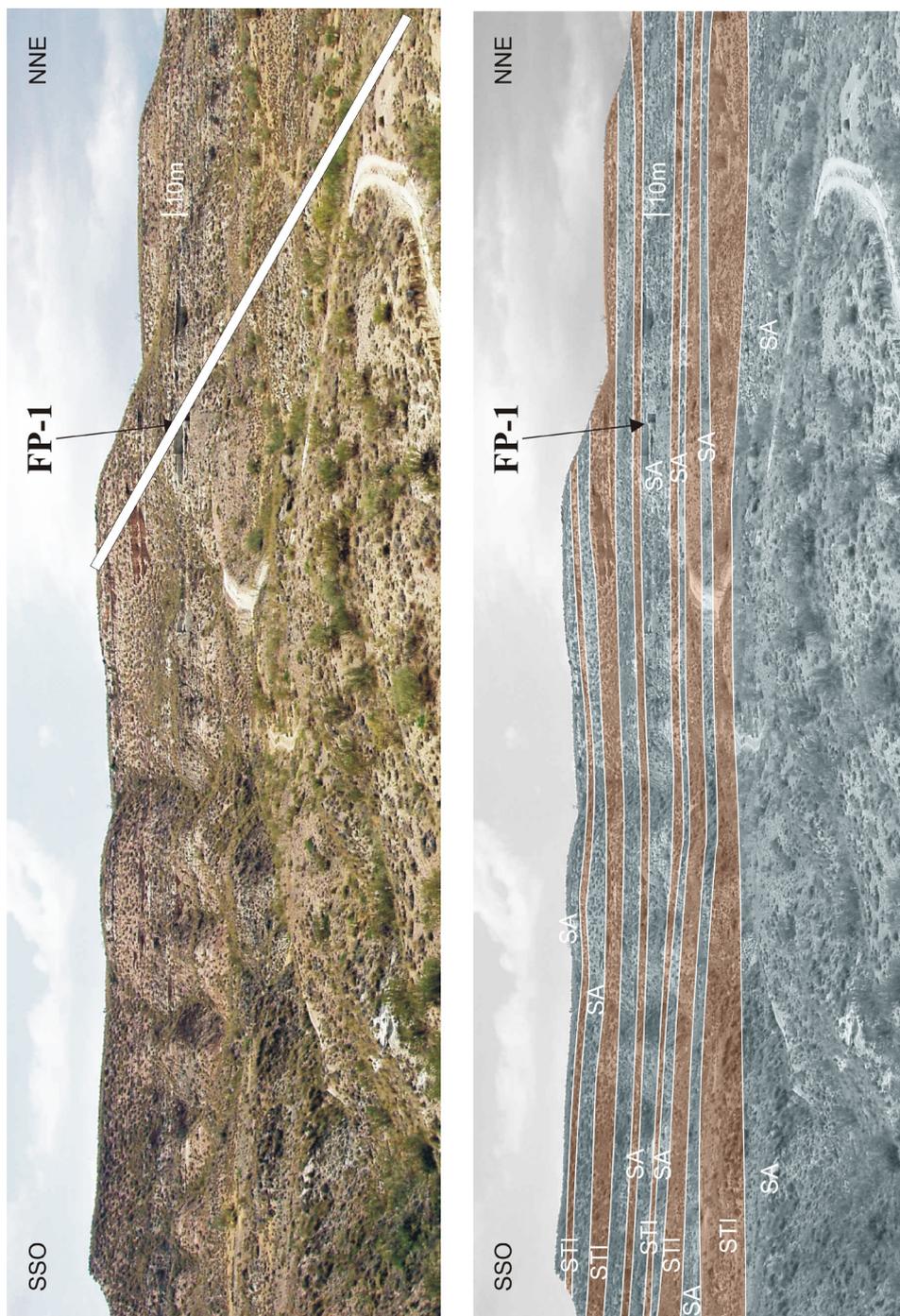


Figura II.8. Fotografía del perfil estratigráfico FP-1 en la que se indican, mediante una barra blanca, mediante una barra blanca, una parte del trayecto aproximado por el cual se ha levantado la columna. También se marca la posición del yacimiento de macromamíferos FP-1. Debajo, interpretación estratigráfica de la sección, mostrando los diferentes conjuntos de materiales en función del sistema de drenaje al que pertenecen (STI: Sistema Transversal Interno; SA: Sistema Axial).

Figure II.8. Photograph of the stratigraphic profile FP-1 with a white bar indicating the approximate path followed to measure the profile and the position of the macromammal site FP-1. Below, stratigraphic interpretation of the section, showing the different sediment groups corresponding to each drainage system (STI: Internal Transverse System; SA: Axial System).

aflorescencias hasta el barranco en que aparece el yacimiento FSCC-2. Desde aquí, se levantó el perfil subiendo por el cerro en que aparece el yacimiento FSCC-1 hasta el Llano del Conejo (482100, 4141700).

Esta columna es muy similar al perfil FP-1 (Anexo 5), aunque con una particularidad. En su base aparece un nivel que aunque se correlaciona bien con una de las fases progradantes del STI, presenta algunos clastos del STE. Esto probablemente se deba a la influencia de los materiales del STE que afloran a sólo 2 Km al Norte de la parte baja de la columna.

En este perfil aparecen tres yacimientos importantes de macromamíferos en facies del Sistema Axial, FSCC-1, FSCC-2 y FSCC-3.

FBP-SVY-1

Este perfil, denominado *Fonelas Barranco de las Palomas-Vereda de las Yeguas-1*



Figura II.9. Fotografía del perfil estratigráfico FSCC-1 en la que se indica mediante barras blancas parte del trayecto aproximado por el cual se ha levantado la columna, además de la posición de los yacimientos de macromamíferos FSCC-1, FSCC-2 y FSCC-3. La interpretación estratigráfica de la sección muestra los diferentes conjuntos de materiales en función del sistema de drenaje al que pertenecen (STI: Sistema Transversal Interno; SA: Sistema Axial).

Figure II.9. Photograph of the stratigraphic profile FSCC-1 with white bars indicating part of the approximate path followed to measure the profile and also with the position of the macromammal sites FSCC-1, FSCC-2 and FSCC-3. The stratigraphic interpretation of the section shows the different sediment groups corresponding to each drainage system (STI: Internal Transverse System; SA: Axial System).

(FBP-SVY-1) (Anexo 6) se ha comenzado en el Barranco de la Rambla (484500, 4142400), se ha continuado subiendo por la cara norte del barranco hasta Los Llanillos, donde conecta con el Barranco de Cañuela, y termina en el Llano de las Palomas (482400, 4142700). En sus 130 m predominan los sedimentos del SA, y las intercalaciones del STI disminuyen en potencia y número respecto a los perfiles descritos anteriormente (Fig. II.10). Lo más característico de esta columna es el predominio de los carbonatos en los primeros metros de la columna, integrada en su mayoría por margas, margocalizas y calizas con rasgos palustres en las que aparecen frecuentemente clastos de origen tobáceo. El yacimiento FBP-SVY-1 se encuentra en la parte alta de la columna.

HC-1

El perfil *Huélago Carretera-1* (HC-1) pasa aproximadamente por la vertical del

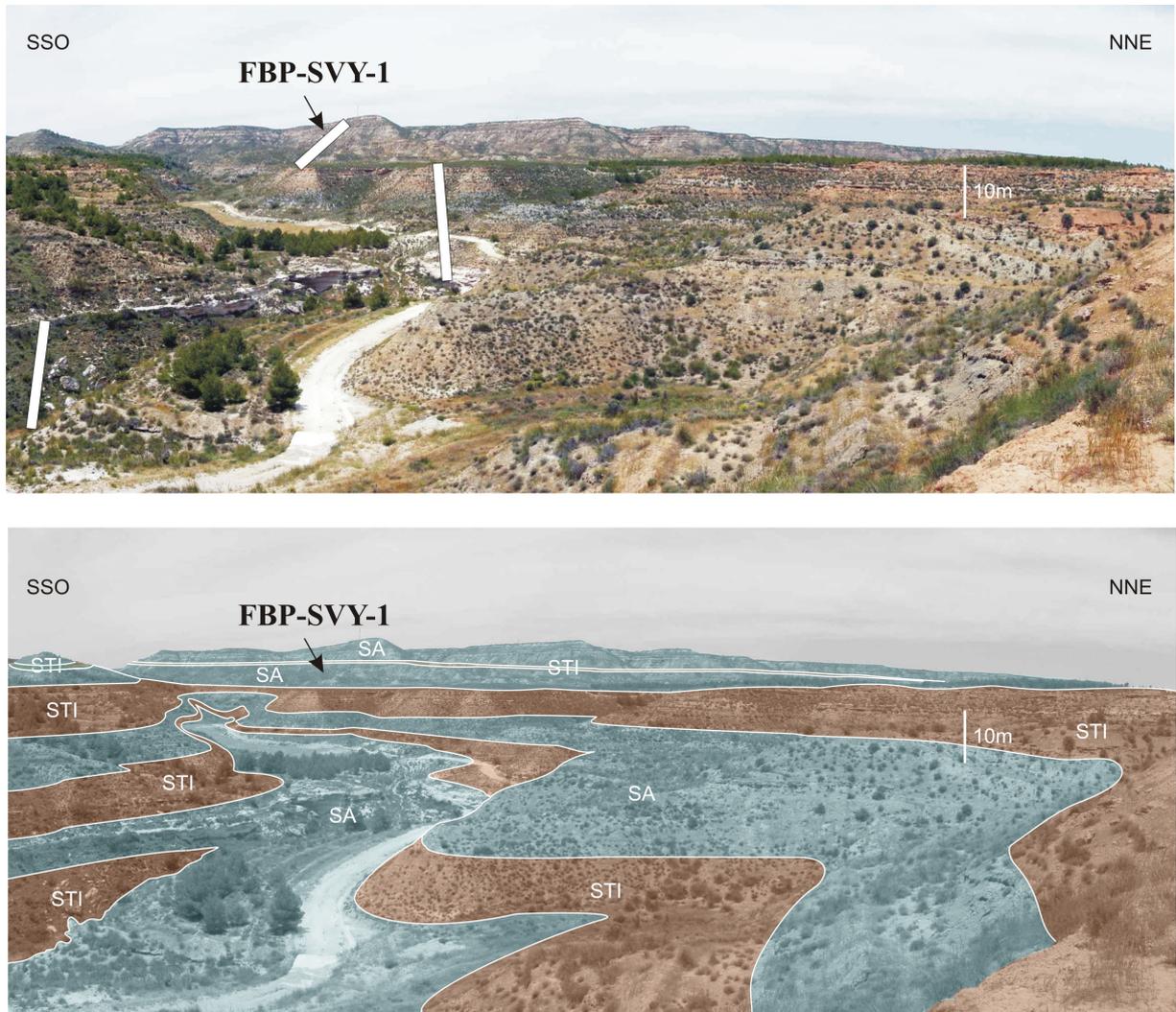


Figura II.10. Fotografía del perfil estratigráfico FBP-SVY-1 en la que se indican mediante barras blancas el trayecto aproximado por el cual se ha levantado la columna y la posición del yacimiento de macromamíferos FBP-SVY-1. Debajo, interpretación estratigráfica de la sección, mostrando los diferentes conjuntos de materiales en función del sistema de drenaje al que pertenecen (STI: Sistema Transversal Interno; SA: Sistema Axial).

Figure II.10. Photograph of the stratigraphic profile FBP-SVY-1 with white bars indicating the approximate path followed to measure the profile and the position of the macromammal site FBP-SVY-1. Below, stratigraphic interpretation of the section, showing the different sediment groups corresponding to each drainage system (STI: Internal Transverse System; SA: Axial System).

yacimiento de macrovertebrados Huélago-1, aunque debido al mal estado de conservación del talud de la carretera, ha sido imposible situar con exactitud el yacimiento en el perfil. Según las descripciones proporcionadas por autores que lo han investigado con anterioridad (Alonso Diago, 1986, 1989; Alberdi y Ruiz-Bustos, 1989; Cerdeño, 1989; Azanza y Morales, 1989; Alonso Diago *et al.*, 2002), el yacimiento se encuentra con cierta seguridad en el tramo donde aparecen los sedimentos del SA.

La base de este perfil se localiza por debajo de la carretera que va desde Huélago hacia la Estación de Huélago (477500, 4141400), y se ha levantado subiendo por el corte a ambos lados de la carretera hasta los Llanos de Arana (477600, 4141200). Esta columna consta de tres tramos bien diferenciados en sus 71,5 m (Anexo 7).

El primer tramo, de unos 40 m, y el tercero, de unos 20 m, están formados por materiales de tonalidad asalmonada del STE, mientras que el tramo intermedio, formado por lutitas grises del SA, tiene una potencia de unos 10 m. De los carbonatos que aparecen en la columna, hay tanto calcretas como carbonatos de origen lacustre, mayoritariamente con rasgos de edafización. Dado que los materiales lutíticos del tramo superior del perfil presentan un alto grado de oxidación, y que los potentes niveles de carbonato que aparecen intercalados en dicho tramo presentan un grado de alteración edáfica muy acusado, no es fácil determinar el grado de influencia que el SA haya podido tener en el depósito de estos carbonatos respecto al STE.

G-1

Este perfil ha sido levantado con el propósito de correlacionar las columnas levantadas en sedimentos correspondientes principalmente al Sistema Axial, donde aparecen los yacimientos paleontológicos de macromamíferos, con el perfil M-2, cuyas facies pertenecen al Sistema

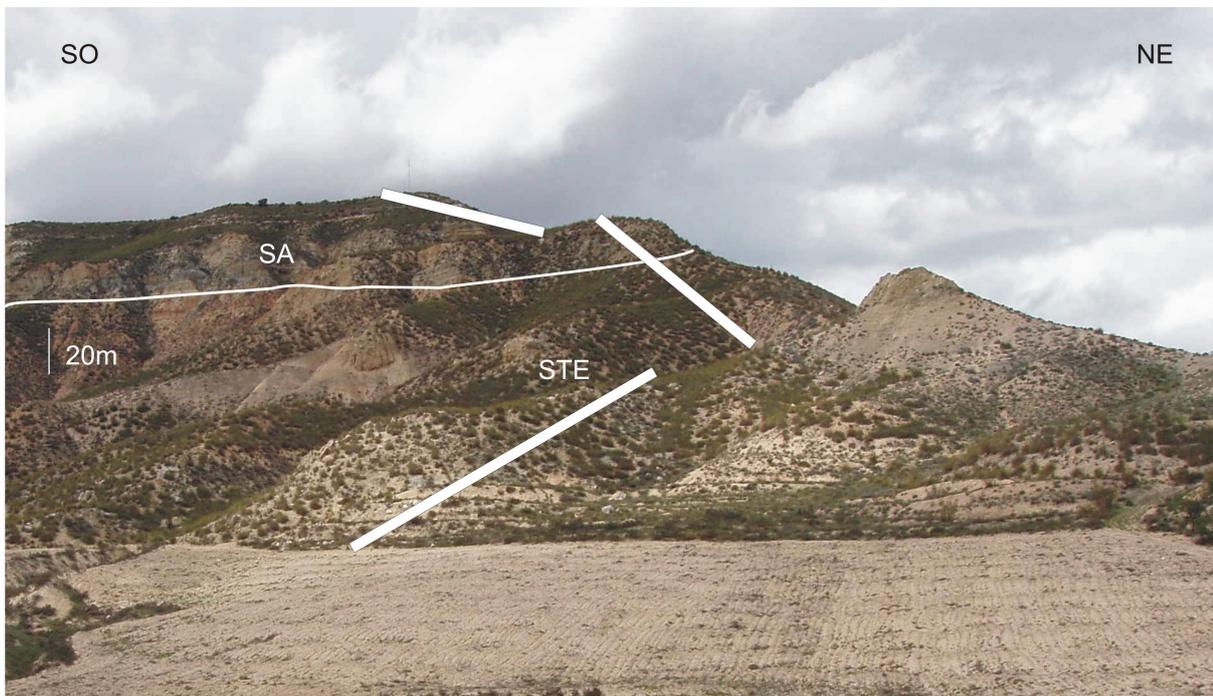


Figura II.11. Interpretación estratigráfica del perfil G-1 en la que se indican mediante barras blancas el trayecto por el cual se ha levantado la columna. Una línea blanca muestra los dos tramos en que se divide en función del sistema de drenaje al que pertenecen los sedimentos (SA: Sistema Axial; STE: Sistema Transversal Externo).

Figure II.11. Stratigraphic interpretation of the stratigraphic profile G-1 with white bars indicating the path followed to measure the profile. A white line shows two different parts regarding to the drainage system to which the sediments belong (SA: Axial System; STE: External Transverse System).

Transversal Externo, y en el que aparece el yacimiento arqueológico M-2. El perfil se ha comenzado en la base del Barranco de Garandul (482700, 4142400) y se ha levantado subiendo por el lateral norte del Barranco de Garandul (Fig.II.11), hasta el llano de Mesillas (482400, 4142700).

En los 110m de esta columna (Anexo 8) se diferencian claramente dos partes. El primer tramo, con un total de 72m, corresponde a depósitos del STE y presenta fundamentalmente sedimento fino, con algunas intercalaciones de cuerpos groseros. El segundo tramo está formado por facies del SA, intercalándose entre los sedimentos siliciclásticos fluviales finos dos tramos muy carbonatados que presentan rasgos de alteración edáfica (carbonatos palustres).

II.2.1.4.2. Zona Septentrional

M-2

Este perfil, *Mencal-2*, es el único levantado en sedimentos depositados exclusivamente por el STE (Anexo 9). El perfil se ha comenzado subiendo por el Barranco de la Rambla (484100, 4146400), hasta llegar al yacimiento arqueológico M-2, en el que aparece industria lítica. A partir de aquí, el perfil se ha levantado subiendo por la loma del Morrón Artero hasta una cota de 995 m (482900, 4148300), donde termina el relleno continental de la cuenca y empiezan a aflorar materiales mesozoicos del basamento subbético.

Este perfil presenta dos partes bien diferenciadas. En la primera mitad predominan los materiales finos, con eventual presencia de cuerpos conglomeráticos, mientras que en la segunda mitad hay un cambio drástico en el estilo de los sedimentos, apareciendo de forma predominante niveles brechoides muy cementados y muy continuos lateralmente.

M-9

La sección *Mencal-9* está situada en una zona más marginal del sector estudiado, y sus 79,5 m de potencia total se pueden dividir litológicamente en tres tramos (Anexo 10): un tramo inferior y otro superior, formados por materiales carbonatados de color asalmonado, propios del STE, y un tramo medio, formado por lutitas grises y carbonatos palustres-lacustres del SA, en el que aparecen los yacimientos M-8 y M-9 (Fig. II.12). Su base (486000, 4150100) se localiza en el Barranco de Malos Pasos, y la columna se ha realizado subiendo por dicho barranco hasta el paraje de Las Panderas (485700, 41450500). A pesar de que en la columna de detalle (a escala 1:100) no aparecen representados los materiales del STE que continúan barranco abajo hasta el contacto con el basamento, en el esquema de correlación se ha añadido a esta columna en su base el tramo que falta, utilizando los datos cartográficos y los derivados de las observaciones de campo, de forma que dé una idea de la posición del basamento en esta vertical.

M-3-5

Este perfil, *Mencal-3-5*, está desplazado un poco al Este con respecto al anterior (M-9). El perfil (Anexo 11) se ha levantado en la zona de Malos Pasos, comenzando en la ladera del

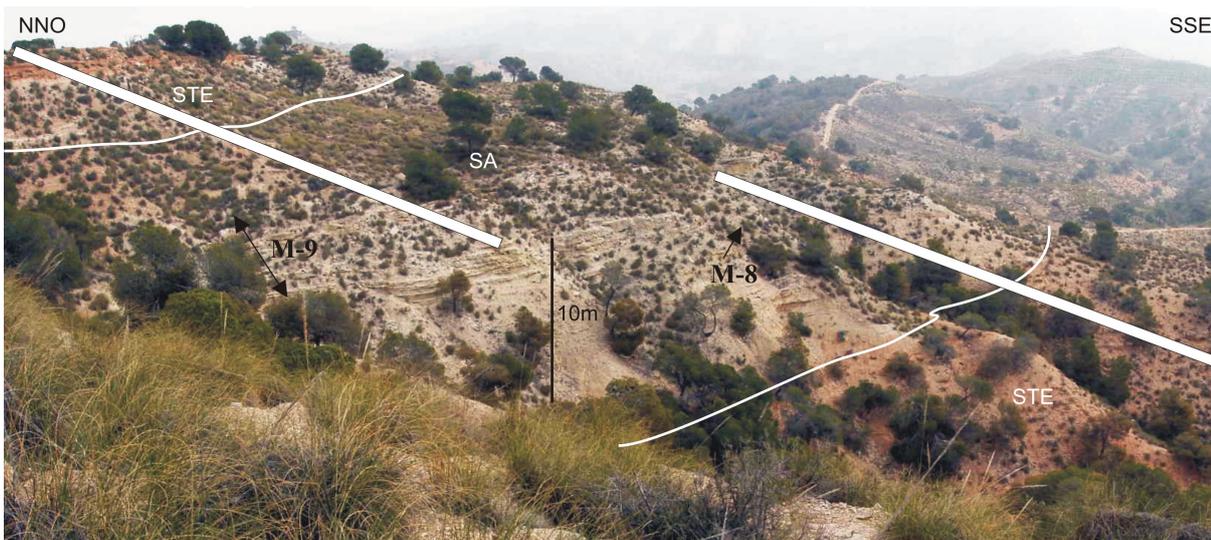


Figura II.12. Fotografía del perfil estratigráfico M-9 en la que se indican mediante barras blancas el trayecto por el cual se ha levantado la columna y la posición del yacimiento de macromamíferos M-9. La interpretación estratigráfica de la sección se representa mediante líneas blancas que muestran los tres tramos en que puede dividirse, en función del sistema de drenaje al que pertenecen (SA: Sistema Axial; STE: Sistema Transversal Externo).

Figure II.12. Photograph of the stratigraphic profile M-9 with white bars indicating the path followed to measure the profile and the position of the macromammal site M-9. The stratigraphic interpretation of the section is represented by white lines, showing three different parts regarding to the drainage system to which the sediments belong (SA: Axial System; STE: External Transverse System).

cerro en la que se encuentra el yacimiento M-5 (487400, 41507) y terminando en la estribación más oriental de la explanada de Las Panderas (486800, 4150500). Los yacimientos M-3 y M-4, aunque su posición se ha señalado en la columna, no aparecen exactamente en la vertical de este perfil porque, aunque muy próximos a M-5, se encuentran un poco más al Oeste. Los materiales dentro de los que aparecen están bien representados en esta columna, por lo que no se ha considerado necesario levantar otro perfil a escala 1:100 que pase exactamente por la vertical de dichos yacimientos.

Al igual que en el perfil G-1, en los 66,5 m de esta columna se aprecia una primera parte en la que aparecen materiales del STE, y una segunda parte, constituida por materiales del SA, predominantemente siliciclásticos en un primer tramo y mayoritariamente carbonatados en el tramo que constituye el techo de la columna.

De la misma forma que en el perfil M-9, el anexo (Anexo 11) refleja solamente la columna de detalle, mientras que en el esquema de correlación el perfil está ampliado gracias a la información obtenida en campo y por cartografía, de forma que su base llega hasta el basamento.

II.2.1.4.3. Zona Oriental

MB-1

Este perfil, *Meseta de Bacaire-1* (Anexo 12), tiene su base en un barranco situado inmediatamente al sur del Barranco del Diablo (489000, 4146500), y se ha levantado por dicho barranco hasta el llano que da la Meseta de Bacaire (489000, 4146700). En sus 133 m pueden distinguirse a grandes rasgos dos tramos (Fig. II.13), el inferior, dominado por sedimentos del STE entre los que se intercalan materiales del SA, y el superior, en el que aparecen alternativamente sedimentos del STI y del SA. Esta columna es la única en que aparecen representados en una proporción significativa los tres sistemas de drenaje en la misma vertical. En el esquema de correlación, la columna se ha alargado en su base, para mostrar la posición del basamento, con apoyo de los datos de campo y cartográficos.

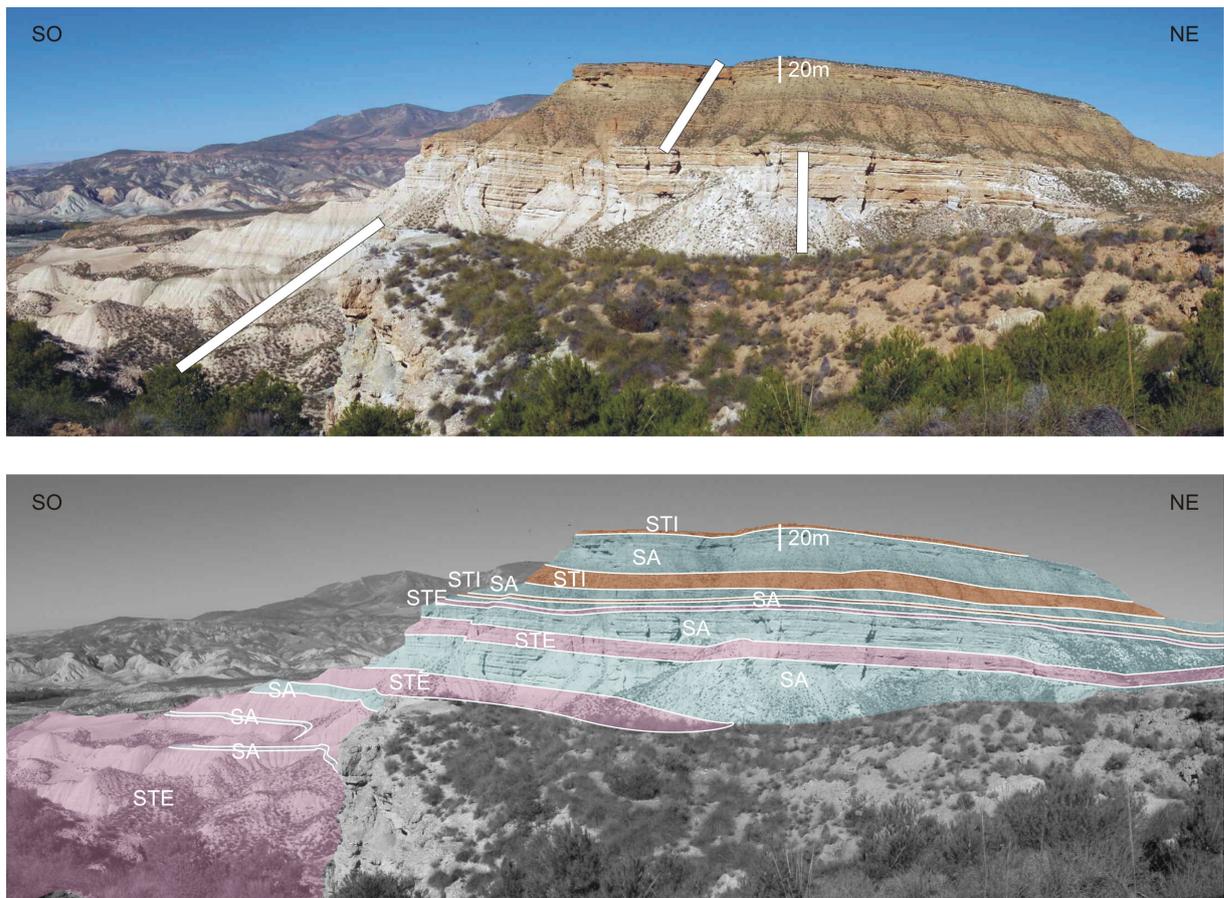


Figura II.13. Fotografía del perfil estratigráfico MB-1 en la que se indican mediante barras blancas el trayecto aproximado por el cual se ha levantado la columna. Debajo, interpretación estratigráfica de la sección, mostrando los diferentes conjuntos de materiales en función del sistema de drenaje al que pertenecen (STI: Sistema Transversal Interno; SA: Sistema Axial; STE: Sistema Transversal Externo).

Figure II.13. Photograph of the stratigraphic profile MB-1 with white bars indicating the approximate path followed to measure the profile. Below, stratigraphic interpretation of the section, showing the different sediment groups corresponding to each drainage system (STI: Internal Transverse System; SA: Axial System; STE: External Transverse System).

AN-1

El principal interés del perfil *Álamos Negros-1* es servir de referencia en primer lugar,

para la correlación entre la zona Oeste y la Este, y en segundo lugar, para correlacionar las secciones MB-1 y SZ-1, ambas situadas en la zona Este. Por estas razones, he considerado necesario levantar en detalle sólo el último tramo del perfil, que es el que se presenta en el anexo (Anexo 13). Su base está situada en el Barranco del Rojizo (488800, 4142600) y su techo lo da la meseta de Álamos Negros (488900, 4143000). El perfil está dominado por los materiales del STI, aunque presenta intercalaciones siliciclásticas del SA (Fig. II.14).

La columna representada en el esquema de correlación como AN-1 se ha alargado desde la base del perfil de detalle (488800, 4142600) aguas abajo del Barranco de Álamos Negros hasta llegar prácticamente al valle del Río Fardes (485500, 4142600). Dentro de este nuevo tramo de columna añadido, los materiales que aparecen en los primeros 40m de perfil son predominantemente carbonatados, y presentan intercalaciones del STI. Al compararlos con la columna más cercana del lado Oeste, resultan ser muy similares estratigráfica y litológicamente a los primeros metros observables en el perfil FBP-SVY-1. Los aproximadamente 75 m de perfil restantes hasta alcanzar la base del perfil de detalle muestran una alternancia de niveles del STI y del SA que han sido representados en la columna general a partir de los datos cartográficos y las observaciones de campo. En este tramo, los sedimentos del SA son esencialmente siliciclásticos.

ST-1 y EM-1

El perfil *San Torcuato-1* (Anexo 14) se ha levantado subiendo por el Barranco de San



Figura II.14. Fotografía del perfil estratigráfico AN-1 en la que se indican mediante barras blancas el trayecto por el cual se ha levantado la columna. Debajo, interpretación estratigráfica de la sección, mostrando los diferentes conjuntos de materiales en función del sistema de drenaje al que pertenecen (STI: Sistema Transversal Interno; SA: Sistema Axial).

Figure II.14. Photograph of the stratigraphic profile AN-1 with white bars indicating the path followed to measure the profile. Below, stratigraphic interpretation of the section, showing the different sediment groups corresponding to each drainage system (STI: Internal Transverse System; SA: Axial System; STE: External Transverse System).

Torcuato, con su base (486400, 4137100) cercana al punto donde conecta con el Barranco del Gallo y su techo (487400, 4138100) en un pequeño resalte del terreno (señalado con cota 922 m en el topográfico 1:25.000) cercano a la Ermita de San Torcuato. Sus 81m presentan un predominio de materiales siliciclásticos del SA, en algunos casos con presencia de cuerpos fluviales groseros, y algunos niveles intercalados de materiales del STI. El yacimiento ST-1 aparece en la cabecera del barranco.

En cuanto al perfil EM-1 (El Monje-1) se ha levantado con el único objeto de extender el perfil ST-1 para facilitar su correlación con el perfil SZ-1. Sus 42 m están formados por materiales del SA y por dos finas intercalaciones del STI. Su base (488300, 4137700) y su techo (488700, 4137800) se encuentran muy cerca del perfil anterior, entre los Ascensados de San Torcuato y El Monje. Dado que este perfil prácticamente supone la continuación del anterior, en el esquema de correlación los perfiles ST-1 y EM-1 se han unido en una sola columna denominada genéricamente ST-1.

SZ-1

El perfil Solana del Zamborino-1 (Anexo 16) se ha levantado en la vertical del yacimiento SZ-1 (Botella et al., 1975; Casas et al., 1975; Peña, 1975; Martín-Penela, 1987), y supone la continuación en la vertical de los dos perfiles anteriores (ST-1 y EM-1) aunque presenta una



Figura II.15. Fotografía del perfil estratigráfico SZ-1 en la que se indican mediante una barra blanca el trayecto por el cual se ha levantado la columna y la posición del yacimiento de macromamíferos SZ-1. La interpretación estratigráfica de la sección se representa mediante líneas blancas que muestran los dos tramos principales en que puede dividirse, en función del sistema de drenaje al que pertenecen (STI: Sistema Transversal Interno; SA: Sistema Axial), y la línea negra representa una falla normal.

Figure II.15. Photograph of the stratigraphic profile SZ-1 with a white bar indicating the path followed to measure the profile and the position of the macromammal site SZ-1. The stratigraphic interpretation of the section is represented by white lines, showing the two main parts in which the section may be divided, regarding to the drainage system to which the sediments belong (STI: Internal Transverse System; SA: Axial System). The black line represents a normal fault.

posición más oriental que éstos, ya que su base se encuentra en el Barranco del Aguadero (489500, 4138200), y la columna se ha levantado subiendo por dicho barranco hasta una zona llana situada aproximadamente a 1000 m de cota (487400, 4138100) denominada El Torreón. En sus 94,5 m se pueden diferenciar claramente dos tramos (Fig. II.15), uno inferior, en el que dominan los materiales del SA, y otro superior, formado por materiales del STI, separados entre sí por un nivel carbonatado con mucha continuidad lateral.

El hecho de que esta columna se haya levantado más al Este que las dos anteriores ha llevado a extenderla posteriormente en la vertical aguas abajo del Barranco del Aguadero, hacia el Barranco del Monje. De este modo, aunque con un menor grado de detalle, la base del perfil general incluida en el panel de correlación se puede correlacionar de forma directa con ST-1. La información que se obtiene es interesante, ya que se puede apreciar una disminución importante en la potencia de las intercalaciones del STI en materiales del SA a medida que nos movemos de Este a Oeste, lo que se correspondería con un sentido proximal-distal en lo que a los abanicos del STI se refiere.

II.2.1.5. Correlación litoestratigráfica

Los criterios seguidos para la correlación han sido la bioestratigrafía, basada en los datos biocronológicos de los yacimientos de macromamíferos estudiados hasta la fecha, que los sitúa cercanos al límite Plioceno-Pleistoceno (Arribas et al., 2001, 2004), y la correlación directa por líneas de capa.

El esquema inicial simplificado presentado en trabajos previos (Pla-Pueyo, 2006a, 2006b; Pla-Pueyo *et al.*, 2006, 2007a) ya permitía observar la evolución espacio-temporal de los tres sistemas de drenaje (SA, STI y STE), que en líneas generales cambian lateral y verticalmente de facies entre sí. Por su localización geográfica y geológica, en la zona donde se realizó esta correlación inicial es mayoritaria la presencia de sedimentos del Sistema Axial, y se aprecia una mayor abundancia de materiales del STE que del STI, aunque son los materiales del STI los que con mayor frecuencia se intercalan entre los sedimentos del SA. Los datos obtenidos a partir del esquema inicial son los siguientes:

- La zona a la que afecta la correlación ocupa una posición relativamente distal dentro del Sistema Axial, y se reconoce en ella la presencia de facies medio-distales de ambos sistemas transversales de abanicos aluviales.
- Los yacimientos de macrovertebrados más importantes aparecen todos en facies del Sistema Axial, y al situarlos en el panel y establecer la correlación entre ellos, se puede obtener una datación relativa entre ellos. De esta forma, el yacimiento más antiguo sería FSCC-3, seguido en orden cronológico de más antiguo a más moderno por los yacimientos FSCC-2 y FPB-4, FP-1 y FSCC-1, de edad similar, FBP-SVY-1, bastante más moderno que los anteriores, y M-5, M-4 y M-3, los más recientes.
- La interpretación estratigráfica presentada es coherente con la interpretación biocronológica previa establecida para algunos de los yacimientos (FPB-4, FP-1, FSCC-1, y FSCC-2) (Arribas *et al.*, 2001, 2004).

Esta correlación litoestratigráfica ha sido posteriormente modificada y completada con más observaciones de campo, con nuevos datos bioestratigráficos y con los resultados de las dos campañas de magnetoestratigrafía realizadas en el sector estudiado. Cada una de las novedades

añadidas al esquema de correlación inicial se explican detalladamente a continuación.

II.2.2. CRONOESTRATIGRAFÍA

II.2.2.1. Armazón bioestratigráfico

El conjunto de hallazgos paleontológicos realizados desde 2001 en el marco del Proyecto Fonelas se concentra mayoritariamente en una franja de sedimento con una potencia aproximada de 6m, localizada entre 920 y 940 m sobre el nivel del mar (Arribas *et al.*, 2008), apareciendo los yacimientos en facies del Sistema Axial. Esta franja contiene información muy valiosa acerca de las comunidades de mamíferos del Plioceno superior, el límite Plioceno-Pleistoceno y el comienzo del Pleistoceno inferior. Estas unidades fosilíferas ocupan entre todas una superficie mínima de 40 Km² y comprenden un volumen total aproximado de 240.000.000 m³ de sedimentos continentales con registro fosilífero de grandes mamíferos.

Previamente al comienzo de la presente Tesis Doctoral, el equipo investigador del Proyecto Fonelas contaba con información taxonómica, tafonómica y bioestratigráfica sobre dichas unidades fosilíferas (Arribas *et al.*, 2001, 2004), derivada en su mayor parte de los estudios realizados en el yacimiento Fonelas P-1. Este yacimiento FP-1 presenta un carácter mixto (taxones característicos de las zonas MNQ18-MNQ19) en cuanto a los taxones identificados en él (Tabla II.3), lo que desde un principio ha hecho que se le asignase una edad Villafranquiense superior y tuviera acotado un intervalo de edad comprendido entre 2,0-1,7 Ma (tránsito Plioceno-Pleistoceno). Su contenido ha sido definitivamente considerado afín al de la Zona MNQ-18 (Plioceno superior terminal) una vez se ha realizado su exhaustivos estudio bioestratigráfico y se ha dispuesto de la información magnetoestratigráfica (Garrido, 2006; Plapueyo *et al.*, 2008; Arribas *et al.*, 2008).

En cuanto al resto de yacimientos, cabe destacar seis de ellos como de elevado interés bioestratigráfico y/o taxonómico, que de más antiguo a más moderno son: FSCC-3, FSSC-2, FPB-4, FSCC-1, FBP-SVY-1 y M-9. Algunos de estos yacimientos se conocían antes de comenzar el presente trabajo, mientras que otros han sido descubiertos simultáneamente a la realización del mismo. A los tres yacimientos más antiguos (FSCC-3, FSCC-2 y FPB-4) se les asignó la Zona MNQ-17. De ellos el más importante bioestratigráficamente es FPB-4 (Tabla II.3), ya que supone el primer hallazgo en la Cuenca de Guadix de uno de los hiénidos característicos del Plioceno superior (MNQ-17), *Chasmaporthetes lunensis* (Arribas *et al.*, 2004). Al yacimiento FSCC-1, debido a la similitud de gran parte de su asociación faunística con la que aparece en FP-1, se le asignó la zona MNQ-18 (Arribas *et al.*, 2004), con el matiz de que podría ser algo más moderno que FP-1, pues presenta la coexistencia de taxones pliocenos con otros que se han considerado típicos del inicio del Cuaternario en Europa (Tabla II.3). Los dos yacimientos restantes, FBP-SVY-1 y M-9, presentan una asociación faunística propia del Pleistoceno. El yacimiento FBP-SVY-1 cuenta en su registro fósil con restos óseos de *Metacervoceros rhenanus perolensis*, taxón característico de la Zona MNQ-19 (Arribas *et al.*, 2008), mientras que el yacimiento M-9 presenta una asociación faunística (géneros *Chelonia* y *Equus* y especie *Mammuthus c.f. meridionalis*), que podría indicar su pertenencia tanto a la

		FPB-4	FST-1	FP-1 (Sondeo B)	FSCC-3	FSCC-2	FSCC-1	FBP-SVY-1	M-9		
CLASE	AMPHIBIA						Anura gen. indet.				
	REPTILIA			Lacertidae gen. indet. Anguidae gen. indet. <i>Rhinechis scalaris</i> Viperidae gen. indet. <i>Eurotestudo</i> sp.					Quelonia gen. indet.		
	AVES			Aves gen. indet.			Aves gen. indet.				
	MAMMALIA	Orden RODENTIA									
					<i>Miomys</i> sp. <i>Castillomys</i> sp. gr. <i>C. erusafonti</i> <i>Apodemus</i> cf. <i>atavus</i> <i>Stephanomys</i> sp. <i>Eliomys</i> sp.						
		Orden INSECTIVORA									
					Erinaceinae gen. indet.						
		Orden LAGOMORPHA									
					+ <i>Oryctolagus</i> sp. <i>Prolagus</i> cf. <i>calpensis</i>				<i>Oryctolagus</i> sp.		
		Orden CARNIVORA									
		Canidae gen. indet. <i>Chasmaporthetes lunensis</i>			* <i>Meles iberica</i> <i>Vulpes alopecoides</i> * <i>Canis accitanus</i> <i>Canis etruscus</i> <i>Canis</i> cf. <i>falconeri</i> <i>Pachycrocuta brevirostris</i> <i>Hyaena brunnea</i> <i>Lynx issiodorensis valdarnensis</i> <i>Acinonyx pardinensis</i> * <i>Megantereon cultridens roderici</i> <i>Homoterium latidens</i>				<i>Canis etruscus</i> <i>Lynx</i> sp. <i>Megantereon</i> sp. <i>Hyaena brunnea</i> <i>Pachycrocuta brevirostris</i>		
		Orden ARTIODACTYLA									
		<i>Eucladoceros</i> sp. <i>Gazellospira</i> sp. <i>Leptobos</i> sp.	<i>Gazella borbonica</i> Cervidae gen. indet.		* <i>Potamochoerus magnus</i> * <i>Croizetoceros ramosus fonelensis</i> <i>Metacervoceros rhenanus philisi</i> <i>Eucladoceros</i> sp. + <i>Mitilanotherium</i> sp. * <i>Gazellospira torticornis hispanica</i> * <i>Capra baetica</i> + <i>Praeovibos</i> sp.		<i>Gazella borbonica</i>		<i>Metacervoceros rhenanus philisi</i> <i>Gazellospira</i> sp. <i>Leptobos etruscus</i> <i>Praeovibos</i> sp.	<i>Metacervoceros rhenanus perolensis</i>	Bovini gen. indet.
		Orden PERISSODACTYLA									
		<i>Equus</i> sp.	<i>Equus</i> sp. Rhinocerotidae gen. indet.		<i>Equus</i> cf. <i>major</i> <i>Stephanorhinus etruscus</i>				<i>Equus</i> cf. <i>major</i> <i>Equus</i> sp.		<i>Equus</i> sp.
		Orden PROBOSCIDEA									
			Proboscidea gen. indet.		<i>Mammuthus meridionalis</i>		<i>Anancus</i> sp.		<i>Mammuthus meridionalis</i>		<i>Mammuthus</i> cf. <i>meridionalis</i>

Tabla II.3. Asociaciones faunísticas actualizadas de los principales yacimientos enmarcados en el Proyecto Fonelas (Tomada de Arribas *et al.*, 2008, y completada con datos proporcionados por el equipo paleontológico del Proyecto Fonelas). Se indican con (*) los taxones singulares de FP-1 y con (+) aquellos taxones cuya clasificación genérica o específica se encuentra todavía en estudio.

Table II.3. Updated faunal associations of the main sites involved in the Fonelas Project (From Arribas *et al.*, 2008, and completed with data provided by the Fonelas Project paleontologic team). Singular FP-1 taxa are indicateb (*), and those taxa whose generic or specific classification is still being studying are marked with (+).

zona MNQ-19 como a la MNQ-20.

Como ya se ha mencionado anteriormente, uno de los objetivos de este trabajo ha sido el de confirmar con la correlación litoestratigráfica la biocronología previa. Para ello, una vez realizado el esquema inicial de correlación litoestratigráfica (Pla-Pueyo, 2006a, 2006b; Pla-Pueyo *et al.*, 2006, 2007a), en el que se situaron los yacimientos anteriormente mencionados, se dedujo para ellos una edad relativa. En todos los casos, esta edad relativa inferida a partir de la correlación litoestratigráfica (Pla-Pueyo, 2006a, 2006b; Pla-Pueyo *et al.*, 2006, 2007a) coincidía a grandes rasgos con las estimaciones biocronológicas previas realizadas por el equipo de paleontología del Proyecto Fonelas (Arribas *et al.*, 2001; 2004; Garrido, 2006).

Una vez establecido el armazón bioestratigráfico a partir de la correlación litoestratigráfica, se llevaron a cabo una serie de estudios magnetoestratigráficos en el marco de esta Tesis Doctoral, que han permitido asignar edades concretas a los yacimientos mencionados y han generado una serie de nuevas ideas en lo que a las interpretaciones paleontológicas se refiere, especialmente en lo que respecta a los eventos de dispersión neógeno-cuaternarios de mamíferos desde Asia y África hacia Europa (Arribas *et al.*, 2008).

Dado que la paleontología sistemática no es el objetivo de este trabajo, remito al lector a las publicaciones de otros investigadores involucrados en el Proyecto Fonelas (Arribas *et al.*, 2001, 2004; Garrido, 2006; Arribas y Garrido, 2007; Garrido y Arribas, 2003, 2008; Arribas, 2008, entre otros) para una información más extensa y detallada de los resultados paleontológicos que se han obtenido paralelamente a los estudios estratigráficos y sedimentológicos que aquí se presentan.

II.2.2.2. *Magnetoestratigrafía*

En los meses de Noviembre de 2006 y Julio de 2007 se realizaron sendas campañas de campo durante las que se muestrearon tres de los perfiles estratigráficos incluidos en el panel de correlación lito- y bio-estratigráfico para obtener datos de tipo paleomagnético, con objeto de:

- Tener datos cronológicos más precisos de los yacimientos de grandes mamíferos de la zona.
- Confirmar la bondad de la correlación litoestratigráfica propuesta para el sector (Pla-Pueyo, 2006a, 2006b, Pla-Pueyo *et al.*, 2006).
- Obtener una edad para la superficie limitante de las unidades V y VI.
- Calcular valores de tasas de sedimentación en los materiales de las unidades genéticas V y VI, para poder así compararlos con las estimaciones proporcionadas por Viseras (1991) para dichas unidades, tanto en los márgenes de la cuenca como en el centro.

Los criterios de selección de los perfiles a la hora de su muestreo han sido tanto la existencia de yacimientos de macromamíferos que aportan información biocronológica, como la abundancia de litofacies apropiadas para el análisis paleomagnético (lutitas rojas y grises y carbonatos micríticos). Los perfiles que mejor cumplen los citados requisitos y en los cuales se han recogido las muestras son FP-1, FSCC-1 y M-9.

Las secciones FP-1 y FSCC-1 se encuentran en la zona central y presentan unas características similares. En ambas existe un claro predominio de las lutitas grises y los carbonatos propios de la llanura de inundación del SA, que presentan frecuentes intercalaciones

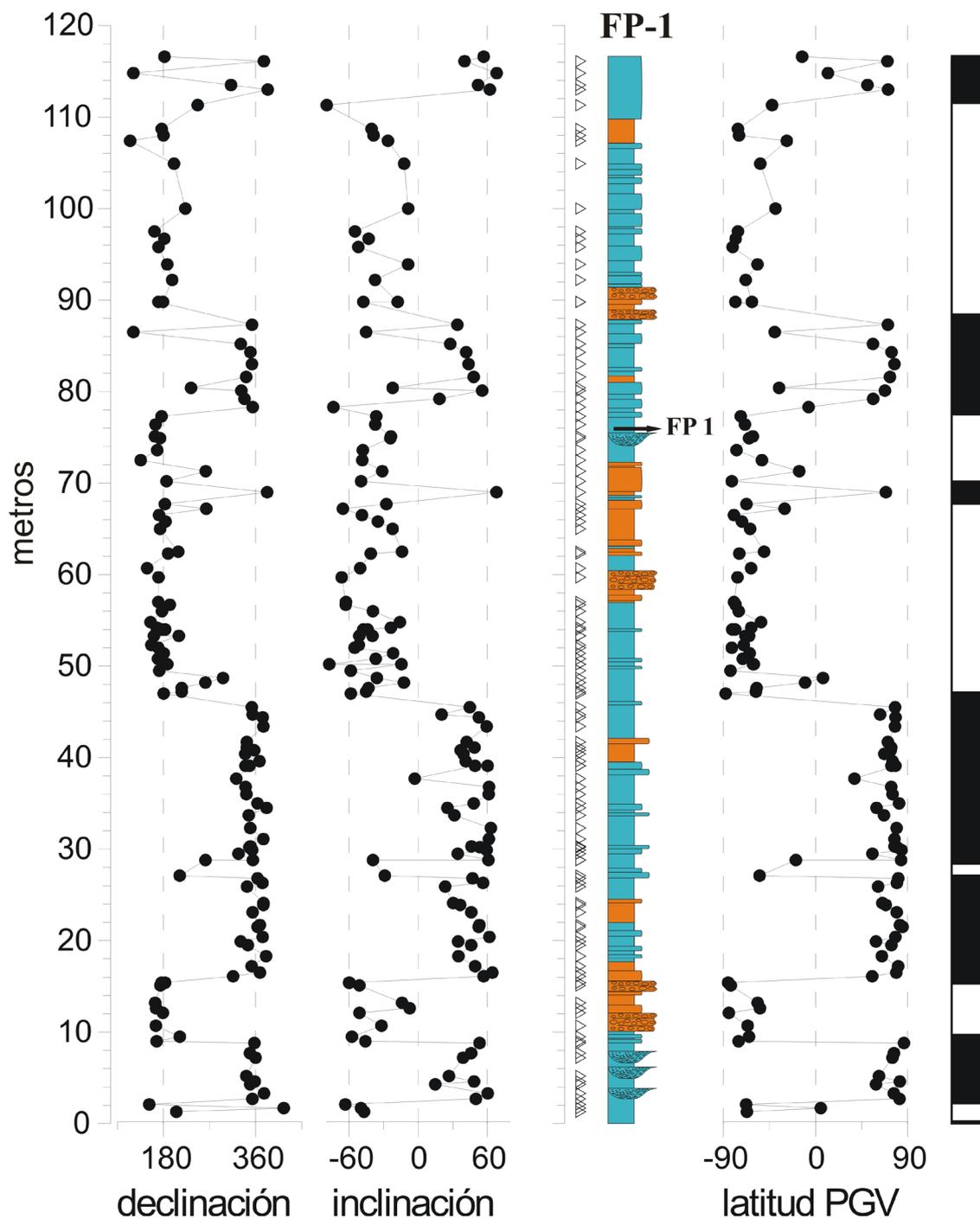


Figura II.16. Magnetoestratigrafía del perfil FP-1. En la columna estratigráfica se señala la posición del yacimiento FP-1 y se muestran en azul los sedimentos atribuidos al SA y en naranja los sedimentos del STI. A partir de la declinación y la inclinación característica de cada muestra se ha calculado la latitud del Polo Magnético Virtual (PGV). Los valores negativos de la latitud PGV representan polaridad inversa (blanco), y los valores positivos polaridad normal (negro).

Figure II.16. Magnetostratigraphy of FP-1 section. In the stratigraphic profile the position of FP-1 site is pointed out, and sediments belonging to the Axial System are in blue, while those related to the Internal Transverse System are in orange. Starting from the characteristic declination and inclination of each sample the virtual magnetic pole (PGV) latitude has been calculated. Negative values of the PGV latitude represent reverse polarity (white), while positive values represent normal polarity (black).

rojizas de materiales de los abanicos aluviales del STI.

En el caso de la sección FP-1, con una potencia total de 118m, se muestrearon 135 estaciones, con un espaciado medio entre ellas de 90 cm (Fig. II.16).

En la sección de FSCC-1, debido fundamentalmente a su proximidad física a la sección FP-1 (aproximadamente 1Km en la horizontal) y a la continuidad litológica con ella, solamente se muestrearon 45 m de sus 146 m totales de potencia (Fig. II.17), que incluyen los tres yacimientos importantes que aparecen en la vertical de dicha sección, obteniéndose 54 estaciones a lo largo del tramo, espaciadas entre sí una distancia media de 80 cm.

Por último, en la sección M-9, que está situada en una zona más marginal del sector estudiado, se han muestreado 70 estaciones en los 80 m superiores, con un espaciado medio

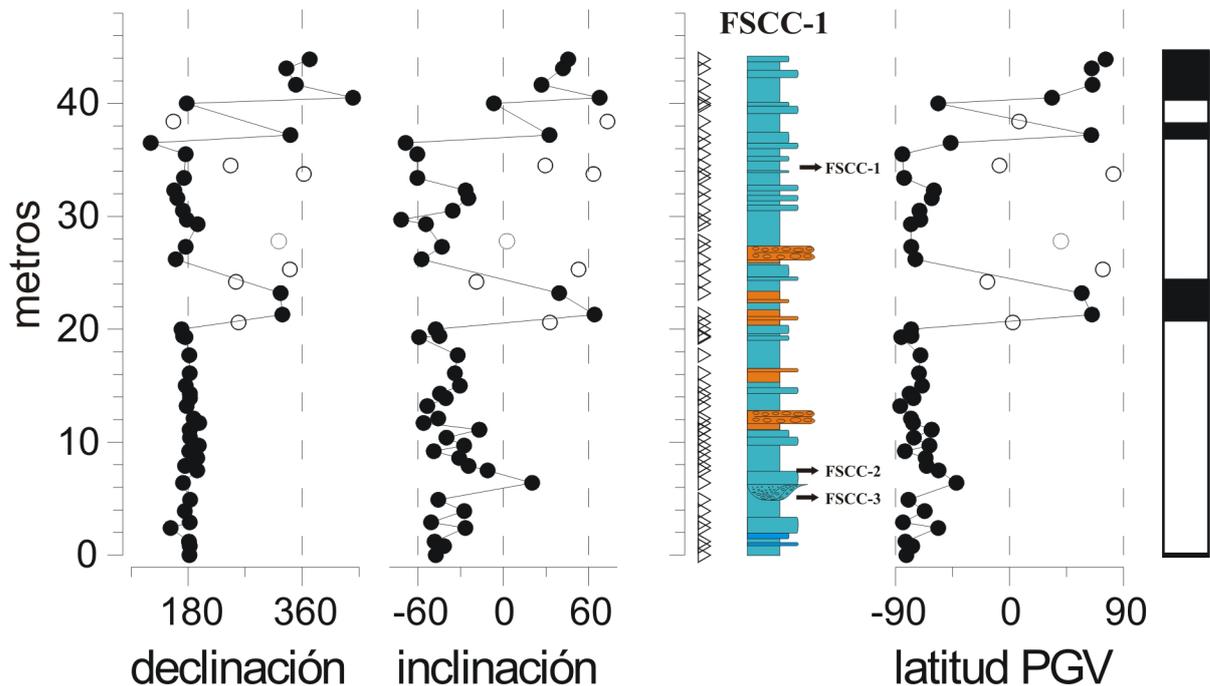


Figura II.17. Magnetostratigrafía del perfil FSCC-1. En la columna estratigráfica se señala la posición de los yacimientos FSCC-1, FSCC-2 y FSCC-3 y se muestran en azul los sedimentos atribuidos al SA y en naranja los sedimentos del STI. Los valores negativos de la latitud PGV representan polaridad inversa (blanco), y los valores positivos polaridad normal (negro).

Figure II.17. Magnetostratigraphy of FSCC-1 profile. In the stratigraphic profile the position of FSCC-1, FSCC-2 and FSCC-3 sites is pointed out, and sediments belonging to the Axial System are in blue, while those related to the Internal Transverse System are in orange. Negative values of the PGV latitude represent reverse polarity (white), while positive values represent normal polarity (black).

entre ellas de 110 cm (Fig. II.18). Esta sección presenta sedimentos del STE en su parte inferior y superior, y en su zona intermedia, en la que aparecen sedimentos del SA, se localizan los yacimientos M-8 y M-9.

Todas las muestras obtenidas en campo fueron analizadas en los laboratorios del Instituto Jaume Almera del CSIC de Barcelona, y se desmagnetizaron progresivamente con objeto de medir su magnetización remanente natural (MRN) (para una explicación más detallada del proceso, remito al lector al apartado de materiales y métodos, en concreto al epígrafe I.6.4.2.).

Las muestras presentaron una MRN muy intensa. Una vez eliminada la componente

viscosa, la magnetización media obtenida fue de 2,2 mA/m en las muestras tomadas en la

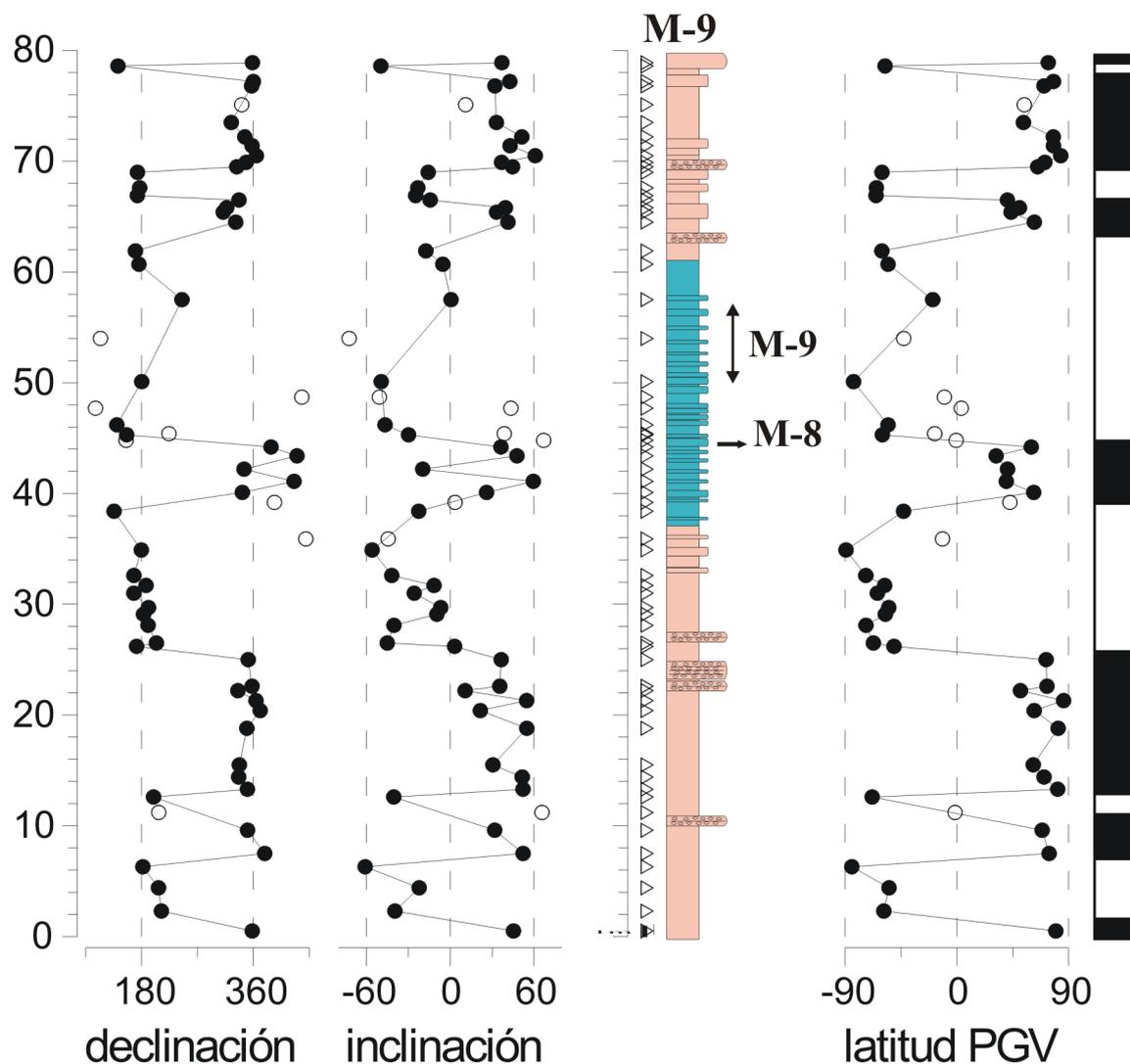
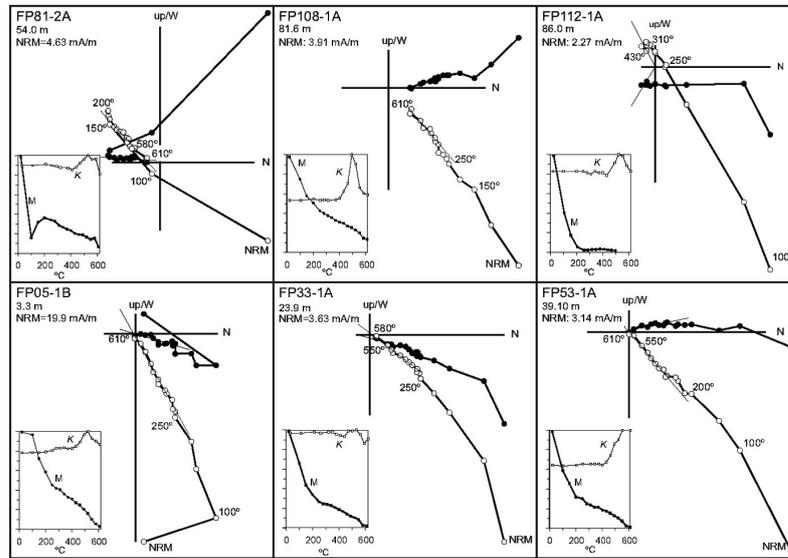


Figura II.18. Magnetoestratigrafía del perfil M-9. En la columna estratigráfica se señala la posición de los yacimientos M-8 y M-9 y se muestran en azul los sedimentos atribuidos al SA y en rosa los sedimentos del STE. Los valores negativos de la latitud PGV representan polaridad inversa (blanco), y los valores positivos polaridad normal (negro).

Figure II.18. Magnetostratigraphy of M-9 profile. In the stratigraphic profile the position of M-8 and M-9 sites is pointed out, and sediments belonging to the Axial System are in blue, while those related to the External Transverse System are in pink. Negative values of the PGV latitude represent reverse polarity (white), while positive values represent normal polarity (black).

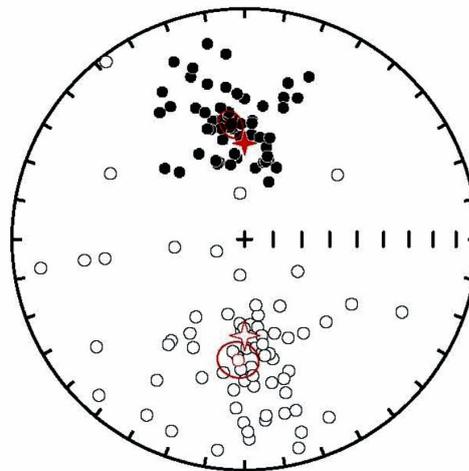
columna M-9, y 5,3 mA/m en aquellas tomadas en el perfil FP-1, y en todos los casos los valores fueron superiores a lo habitual en sedimentos recientes de otras cuencas terciarias de la Península, según señalan Garcés y Beamud (2008) en el informe emitido tras el análisis de las muestras. Las magnetizaciones mínimas y máximas correspondieron respectivamente a calizas y areniscas rojizas, mientras que la media relativamente alta de remanencia de 20 mA/m es representativa de limos arenosos grises, ya que era la litología muestreada predominante. El análisis ha revelado por tanto la existencia de una magnetización estable o característica,

A



B

FP-1 Section



Polarity	N	k	α_{95}	dec	inc
Normal	60	14.3	5.0	353.4	48.4
Reverse	68	7.2	6.9	183.0	-46.5

Figura II.19. (A). Ejemplo de diagramas de Zijderveld mostrando el vector de desmagnetización para algunas de las muestras del perfil FP-1. Los puntos blancos y negros corresponden respectivamente a las componentes horizontales o verticales. (B) Proyección estereoscópica de la componente primaria de la MRN en las muestras de la sección FP-1. Los puntos negros y blancos significan arriba y abajo respectivamente, y la estrella indica la posición del eje principal.

Figure II.19. Example of Zijderveld diagrams showing the demagnetization vector for some samples from FP-1 section. The white and black dots mean horizontal or vertical components respectively. (B) Stereographic projection of the NRM primary component in samples from FP-1 section. Black and white dots mean up and down respectively, and the star represents the main axis.

con presencia de polaridades normales e inversas, y un rango de temperaturas máximas de desbloqueo de entre 600 y 670 °C. La elevada magnetización se atribuye a la contribución terrígena de las Zonas Internas, rica en óxidos de hierro (magnetita y hematitas) que forman parte de la fracción detrítica de los sedimentos (Garcés y Beamud, 2008).

Una vez obtenidos los resultados para cada muestra, éstos han sido proyectados en diagramas de Zijderveld e inspeccionados visualmente (Fig. II.19.A). En la mayor parte de los diagramas puede verse la presencia en todas las muestras de una componente dirigida al norte relacionada con la magnetización viscosa, con una temperatura máxima de desbloqueo de 250 °C, que puede representar entre el 50 y el 95% de la MRN. Esta suave componente es subparalela al campo actual y se interpreta por tanto como una impronta adquirida durante el período Brunhes. La componente estable, que es la que generalmente permanece a temperaturas superiores a 300 °C, presenta temperaturas de desbloqueo de entre 600 y 670 °C. Esta componente estable o característica ha sido calculada para cada muestra mediante el método de mínimos cuadrados (Kirschvink, 1980), y se han obtenido tres grupos de direcciones, de los cuales se han utilizado aquellos que presentan componentes con trayectorias de desmagnetización rectas y dirigidas hacia el origen, o aquellos en los que las componentes, aunque presenten direcciones poco estables o trayectorias de desmagnetización incompletas, permiten determinar la polaridad de las muestras (Garcés y Beamud, 2008). A partir de cada dirección característica se ha calculado la posición del polo geomagnético virtual (PGV), utilizando como referencia el modelo dipolar centrado del campo geomagnético. De cada posición del polo se deriva una polaridad del campo diferente, de forma que las latitudes positivas se interpretarían como polaridad normal, y las latitudes negativas como polaridad inversa (Fig. II.19.B). La orientación de la magnetización característica presenta una distribución dipolar con medias de polaridad normales e inversas antipodales. El ángulo entre la media de los sets de polaridad normal e inversa es de 6,8°, inferior al ángulo crítico de 8,4° determinado según la prueba de inversión de McFadden y McElhinny (1990). Estos resultados representan una inversión positiva que indica que el tratamiento de laboratorio tuvo éxito al aislar la componente característica de la impronta reciente. Tanto la dirección normal como la inversa produjeron inclinaciones significativamente más suaves de las esperadas para la latitud geográfica de las secciones. Este sesgo se interpreta como un aplanamiento post-deposicional de una remanencia detrítica adquirida tempranamente (Garcés y Beamud, 2008).

La latitud del Polo Geomagnético Virtual (PGV) fue calculada para uno de los perfiles muestreados, con objeto de establecer una Estratigrafía de Polaridad Magnética Local (EPML), correspondiendo las latitudes positivas del PVG a polaridad magnética normal y las negativas a polaridad magnética inversa.

Las secuencias de polaridad magnética o EPMLs obtenidas para los tres perfiles se correlacionan bien entre ellas. Además, el patrón característico que forman las inversiones de las EPMLs, especialmente en el caso de los perfiles FP-1 y M-9, permiten una buena correlación con la GTS2004 (Lourens *et al.*, 2004; Gibbard y Van Kolfschoten, 2004) (Fig. II.20), en base a la atribución por bioestratigrafía de los yacimientos incluidos en las secciones al Plioceno superior, tránsito Plioceno-Pleistoceno y al Pleistoceno inferior.

Las tres potentes magnetozonas normales que aparecen en la parte inferior de las secciones FP-1 y M-9 se correlacionan con la época de Gauss (C2An), seguidas por un intervalo predominantemente inverso, presente en los tres perfiles (FP-1, FSCC-1 y M-9) que presenta

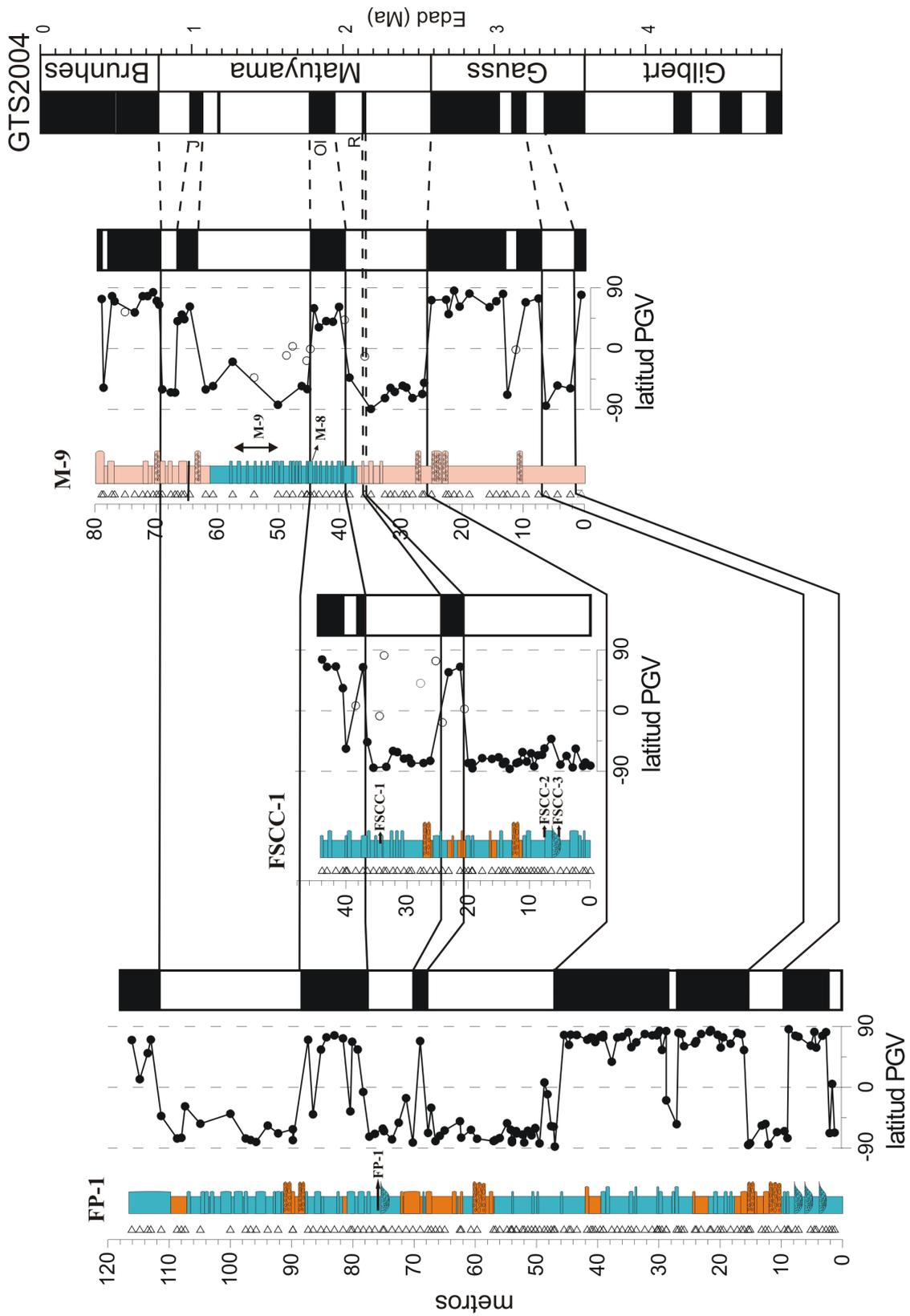


Figura II.20. Correlación magnetostratigráfica entre los perfiles FP-1, FSCC-1 y M-9 y con la GTS2004.
 Figure II.20. Magnetostratigraphic correlation between FP-1, FSCC-1 and M-9 profiles, and the GTS2004.

una buena correspondencia con la época de Matuyama (Fig. II.20). La magnetozona normal suprayacente a los yacimientos FP-1, FSCC-1 y que engloba al yacimiento M-8 se representa el subcron de polaridad normal Olduvai (C2n). Se ha identificado el subcron Reunión (C2r.1n) en un nivel correlacionable entre los perfiles FP-1 y FSCC-1. En la columna M-9 la secuencia de polaridad magnética obtenida es similar a la del perfil FP-1, salvo por la ausencia del subcron Reunión, probablemente debida al mayor espaciado de muestreo, dada la diferente naturaleza de los materiales muestreados (sedimentos del SA frente a los del STE), o a tasas de sedimentación más bajas (el perfil M-9 se ha levantado en una zona de *horst* tectónico, mientras que FP-1 representa una zona subsidente), que han podido influir negativamente en la resolución del registro.

La otra diferencia importante entre ellas es la aparición en el perfil M-9 de una magnetozona normal no reconocida en FP-1 (Fig. II.20), que se ha interpretado como Jaramillo (C1r.1n). La correlación de la magnetozona normal más alta que aparece tanto en el perfil FP-1 como en M-9 con la época Brunhes (C1n) se justifica por la presencia del yacimiento arqueológico Solana del Zamborino (Pleistoceno medio) dentro de los materiales depositados al final del relleno de la cuenca.

II.2.3. ESQUEMAS LITO-, BIO- Y MAGNETOESTRATIGRÁFICOS

La integración de los resultados obtenidos a partir de la magnetoestratigrafía en el esquema de correlación litoestratigráfico, en el que se habían situado previamente los yacimientos más importantes dentro del sector estudiado, ha permitido la elaboración de dos paneles de correlación, uno para las zonas occidental y septentrional (Fig. II.21.A), y otro para la zona oriental (Fig. II.21.B). Estos paneles han permitido extraer nuevos datos referentes tanto a los propios yacimientos como a su contexto estratigráfico y sedimentario.

La correlación directa de las tres secuencias de polaridad con la GTS2004 ha facilitado obtener la siguiente información:

- En primer lugar, la correlación ha permitido datar de forma bastante precisa los yacimientos de macromamíferos que aparecen en dichos perfiles, de modo que sus edades más probables serían las siguientes: 2,5-2,4 Ma para FSCC-2 y FSCC-3, 2,0 Ma para FP-1 y FSCC-1, siendo el segundo yacimiento ligeramente más moderno que el primero; 1,9-1,8 Ma para M-8 y 1,5-1,4 Ma para M-9 (Fig. II.20).
- En segundo lugar, el establecimiento de intervalos de edad dentro de cada perfil con una potencia de sedimentos conocida ha permitido calcular las tasas de sedimentación para el centro de la cuenca (perfil FP-1) y el margen (M-9) en el sector estudiado (Estos datos se expondrán en detalle en el capítulo 4).

La inclusión de las secuencias de polaridad de las secciones FP-1, FSCC-1 y M-9 en el esquema general de correlación litoestratigráfico elaborado para los perfiles levantados en las zonas occidental y septentrional ha permitido extrapolar los datos de magnetoestratigrafía a los demás perfiles que componen el esquema. Esta extrapolación ha corroborado la correlación litoestratigráfica previa, y ha ayudado a trazar una serie de isócronas (Fig. II.21) que marcan de forma aproximada los distintos intervalos temporales dentro de los sedimentos que aparecen en el sector en estudio.

Al correlacionar y trazar las isócronas, se han podido atribuir a los yacimientos no incluidos en las secciones muestreadas las siguientes cronologías: 2,128-2,0 Ma (polaridad inversa entre Reunión y el yacimiento FP-1) para FPB-4; 1,9 Ma (polaridad normal, base de Olduvai) para FBP-SVY-1; y 1,778-1,072 Ma (polaridad inversa entre Olduvai y Jaramillo) para el tramo donde aparecen M-3, M-4 y M-5 (Fig. II.21).

Además, el trazado de las isócronas extrapoladas ha ayudado a situar temporalmente la superficie que separa las unidades genéticas V y VI en 1,778 Ma, a techo del subcron Olduvai.

En cuanto a los perfiles de la zona oriental, los criterios para la correlación litoestratigráfica han sido los mismos que los seguidos para las otras zonas, aunque el hecho de que se haya realizado más tarde ha permitido que la cantidad de datos obtenidos para las otras dos zonas ayuden alcanzar una correlación más precisa. Debido a la escasez de yacimientos con información biocronológica en esta parte del sector, se ha observado que probablemente la mejor forma de correlacionar los materiales de las tres zonas (occidental, septentrional y oriental) sea utilizando para ello las intercalaciones del STI. La correspondencia entre los niveles del STI en ambas zonas es bastante buena, y ha permitido extrapolar las isócronas a la zona Este usando como guía la posición relativa de las isócronas respecto a las distintas intercalaciones.

De los dos yacimientos de macrovertebrados importantes que aparecen en la zona Este, la datación aproximada propuesta para el yacimiento de la Solana del Zamborino por métodos arqueológicos (Botella et al., 1975; Casas et al., 1975; Peña, 1975; Martín-Penela, 1987) lo sitúa aproximadamente en unos 300.000 años, que es el criterio fundamental para poder fijar la edad de la isócrona que pasa por dicho yacimiento en el panel de correlación.

En cuanto al yacimiento FST-1, uno de los yacimientos de macromamíferos importantes de los enmarcados en el Proyecto Fonelas, se encuentra estratigráficamente más alto que la sexta intercalación del STI (Fig. II.21.B), por lo que tendría una edad más moderna que los yacimientos FSCC-2 y FSCC-3 (2,5-2,4 Ma) (Fig. II.21.A). La correlación con el perfil SZ-1 muestra que está por debajo de la isócrona extrapolada que marca el techo del nivel 9, y que coincide con el inicio del subcron Reunión (2,148 Ma). Por lo tanto, según la correlación de los perfiles de las zonas Oeste y Norte con los de la zona Este, el yacimiento FST-1 tendría una edad comprendida en el rango entre 2,5-2,4 Ma y 2,148 Ma, lo que está en consonancia con la edad atribuible al yacimiento a partir de la fauna identificada en él hasta la fecha.

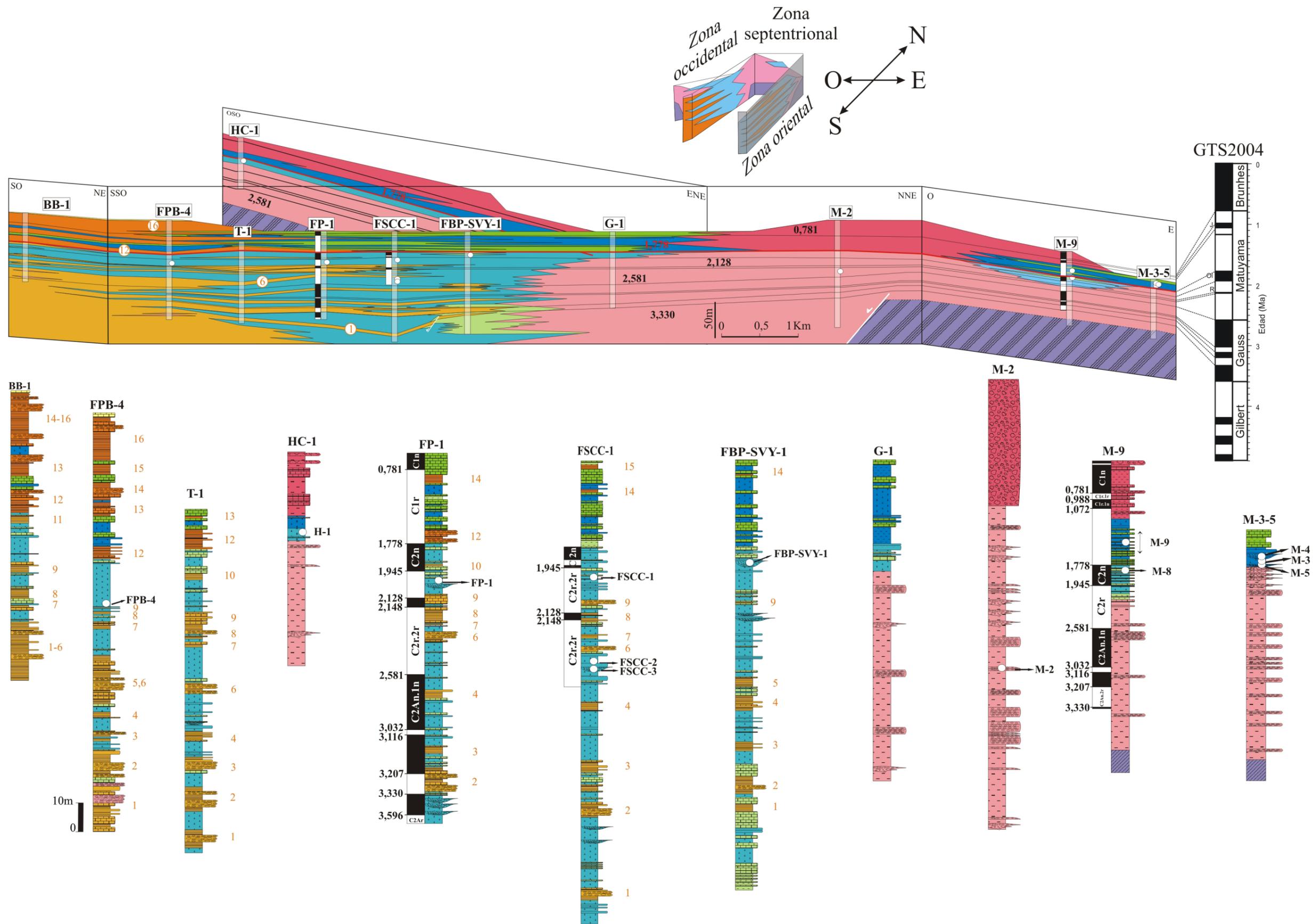


Figura II.21.(A) Esquema de correlación lito-, bio- y magnetoestratigráfico de los perfiles estratigráficos levantados en las zonas occidental y septentrional. Leyenda en la figura (B), nombre completo de los yacimientos en el texto.
 Figure II.21.(A) Litho-, bio- and magnetostratigraphic correlation scheme of the stratigraphic profiles measured in the western and northern zones (A). Legend in figure (B, complete name of the sites within the text).

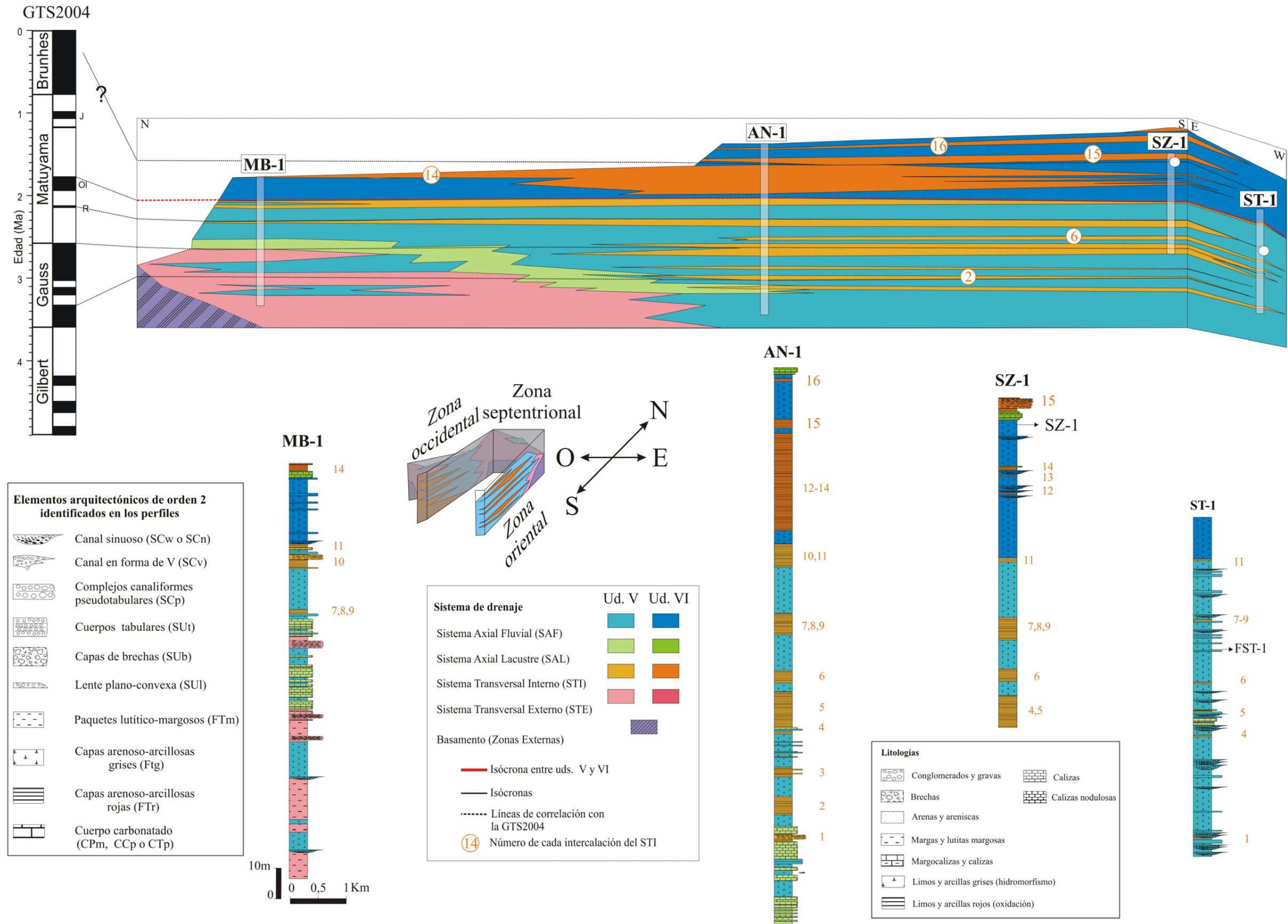


Figura II.21.(B) Esquema de correlación lito-, bio- y magnetoestratigráfico de los perfiles estratigráficos levantados en la zona oriental..

Figure II.21.(A) Litho-, bio- and magnetostratigraphic correlation scheme of the stratigraphic profiles measured in the eastern zone.

III. SEDIMENTOLOGÍA Y PETROLOGÍA SEDIMENTARIA

III. SEDIMENTOLOGÍA Y PETROLOGÍA SEDIMENTARIA

Simultáneamente al levantamiento de los perfiles estratigráficos y a la elaboración de la cartografía se han realizado estudios de naturaleza sedimentológica. A partir de ellos se han diferenciado un conjunto de litofacies simples y se ha observado en campo de qué forma se asocian y qué subambientes caracterizan dentro de los ambientes sedimentarios (fluvio-lacustre y aluvial) representados por los tres sistemas de drenaje principales (SA, STI y STE). A continuación se expondrán los principales rasgos sedimentológicos que caracterizan el sector central de la Cuenca de Guadix.

III.1. CATEGORÍAS DE SECUENCIAS Y DE ELEMENTOS ARQUITECTÓNICOS

El concepto de elemento arquitectónico surge ante la necesidad de unificar las clasificaciones de los sedimentos fluviales en un modelo extrapolable a cualquier tipo de depósito generado por ríos. Jackson (1975) es de los primeros científicos en buscar un patrón en los depósitos fluviales que se repita y pueda generalizarse, seguido de cerca por otros autores que intentan utilizar la geometría tridimensional de los cuerpos sedimentarios como una metodología que permita conocer mejor los procesos que los originan (Puigdefábregas y Van Vliet, 1978; Nijnman y Puigdefábregas, 1978; Friend *et al.*, 1979). En 1985, Miall, apoyándose en los estudios de Friend (1983), Allen (1983) y Ramos y Sopeña (1983), plantea una nueva aproximación que puede ser aplicada a todos los depósitos fluviales. Para ello define ocho elementos arquitectónicos básicos, entendiendo por elemento arquitectónico un litosoma caracterizado por su geometría, composición de facies y escala, que representa un proceso particular o conjunto de procesos que ocurren dentro de un sistema deposicional (Miall, 1985). Estos elementos están jerarquizados y pueden encontrarse en cualquier sistema fluvial. El tipo de asociación entre ellos es lo que determina el estilo fluvial. Las ventajas del método propuesto por Miall (1985), modificado por él mismo en trabajos posteriores (Miall, 1988, 1996; Miall y Smith, 1989) respecto al método tradicional del análisis secuencial son dos. Por una parte, la estandarización de asociaciones de facies a la hora de definir un modelo se puede hacer a nivel de elemento, y no necesariamente a nivel del ambiente en conjunto. Por otra parte, este sistema presta mucha más atención a la geometría de facies (arquitectura) que otros en el pasado.

En 1991, Viseras propone para la Cuenca de Guadix una clasificación sedimentológica de los depósitos continentales en la que se contemplan seis categorías de secuencias. Esta clasificación combina el concepto de elemento arquitectónico de Miall (Miall, 1985, 1988; Miall y Smith, 1989) con las contribuciones de Robles (1982, 1984), que plantean un espectro continuo de categorías de secuencias que corresponden a cuerpos sedimentarios de distinta magnitud que se presentan en una escala (Robles, 1984).

La organización que plantea Viseras (1991) supone, en palabras textuales del autor,

que “cada elemento arquitectónico de un determinado orden está compuesto por un número variable de elementos del orden inmediatamente inferior, y que se suceden en la horizontal o se superponen verticalmente, de modo que la génesis de todos puede interpretarse como un período concreto de actuación de un proceso, que no afecta o que actúa en otro momento para la aparición de otro elemento arquitectónico de la misma categoría”.

Lo más interesante del trabajo de Viseras (1991) es por tanto la jerarquización de las distintas secuencias que se identifican no sólo en el sistema fluvial (SA) sino también en los dos sistemas de abanicos aluviales (STE y STI), y que permite asociar a cada una de ellas su origen más probable (autocíclico o alocíclico).

En este trabajo se ha seguido, con ciertas modificaciones, el método utilizado por Viseras (1991) para clasificar los sedimentos del sector de la Cuenca de Guadix que nos ocupa. Las dos razones principales han sido, en primer lugar, la facilidad de poder trabajar con una clasificación que ha sido desarrollada de forma específica para los sedimentos continentales de esta cuenca, y en segundo lugar, el elevado interés que tiene el poder relacionar cada categoría con el origen autocíclico o alocíclico del proceso que lo ha generado.

La clasificación propuesta por Viseras (1991) considera seis órdenes o categorías de secuencias (Tabla III.1) que se subdividen en dos grupos. El primero incluye a los elementos de orden 1, 2 y 3, y corresponde al conjunto de elementos que deben su origen y desarrollo tanto a procesos autocíclicos, generados por agentes propios del ambiente sedimentario, como a procesos alocíclicos (clima, tectónica, nivel del base). El segundo engloba los elementos de orden 4, 5 y 6, aquellos que se originan por procesos exclusivamente alocíclicos, y que generalmente no van a poder ser analizados a escala del afloramiento debido a su gran extensión, hecho por el cual Viseras (1991) propone valerse del análisis secuencial en estos casos.

Los elementos de orden 1 se identificarían como facies simples, y corresponderían por ejemplo a una duna, que al unirse a otros elementos de categoría similar, generarían un elemento de orden 2, lo que podría considerarse el elemento arquitectónico *sensu stricto* en el sentido de Miall (Miall, 1985, 1996; Miall y Smith, 1989), como puede ser un canal, que estará formado por una asociación de litofacies simples. Un elemento de orden 3 será al resultado de varios elementos de orden 2 combinados, y tendrá una extensión sobre todo el aparato sedimentario. Por ejemplo, un elemento de orden 3 en el Sistema Axial en el sector en estudio vendría representado por cada uno de los ciclos básicos tridimensionales en los que se organiza su registro. Dadas las dimensiones de estos elementos, la mejor forma de caracterizarlos en campo es analizando las secuencias transversales que muestran las relaciones verticales entre los distintos elementos de orden 2 que los conforman. Los elementos de orden 4 afectan a un sector de la cuenca, y estarían representados en la zona en estudio por el conjunto de materiales de uno de los sistemas de drenaje dentro de una misma unidad genética, en el que aparecerían repetidamente una serie de secuencias básicas del sistema en cuestión. En cuanto a los elementos de orden 5, habría dos en el sector en estudio, las unidades aloestratigráficas V y VI, mientras

CARÁCTER	ORDEN	EXTENSIÓN	SIGNIFICADO	EJEMPLOS C. GUADIX
normalmente AUTOCÍCLICO (posible alocíclico)	1	forma del lecho (<i>bedform</i>)	litofacies simples	duna, ripple, unidad de barra
	2	subambiente	asociación de litofacies simples	relleno de canal, complejo de barra
AUTOCÍCLICO O ALOCÍCLICO	3	aparato sedimentario	secuencia compleja	sedimentos en un período completo de migración lateral de un canal sobre la llanura de inundación
exclusivamente ALOCÍCLICO	4	sector de la cuenca	macrosecuencia básica	sedimentos de varios canales que migran entre dos avulsiones importantes
	5	cuenca	macrosecuencia principal	unidad genética o aloestratigráfica (secuencia deposicional)
	6	varias cuencas	macrosecuencia de ciclo	ciclo tectosedimentario (conjunto de todos los materiales continentales)

Tabla III.1. Categorías de secuencias y elementos arquitectónicos utilizados en este trabajo (Modificada de Viseras, 1991).

Table III.1. Sequence and architectural element categories used in this study (Modified from Viseras, 1991).

que la totalidad del relleno continental de la Cuenca de Guadix, correlacionable con el relleno de otras cuencas cercanas, como puede ser la Cuenca de Granada, sería un elemento de orden 6.

A continuación se presenta un estudio sedimentológico de los elementos arquitectónicos de orden 1 y 2 (autocíclicos) y de orden 3 (autocíclicos o alocíclicos) que se han identificado en el sector en estudio, así como del modelo sedimentario que caracteriza cada sistema de drenaje en cada unidad. De los elementos de origen claramente alocíclico (orden 4, 5 y 6) se hablará en el capítulo 4.

III.2. ANÁLISIS DE LITOFACIES SIMPLES (ORDEN 1)

En este trabajo se pretende proporcionar una descripción de las litofacies simples que sean más representativas en el sector estudiado. Aunque ya existía previamente una descripción de las litofacies simples que se pueden diferenciar en el relleno continental de la Cuenca de Guadix (Viseras, 1991), y otra específica desarrollada para el sector en estudio (Pla-Pueyo, 2006b), que se han tomado de referencia, los avances en el estudio pormenorizado del área seleccionada para este trabajo han permitido modificarlas e identificar nuevas litofacies, principalmente en lo que se refiere a materiales lutíticos y carbonatados.

Es importante señalar que en la presente Tesis Doctoral se presentan de manera conjunta todas las litofacies simples identificadas en el sector, sin especificar el sistema de drenaje al que pertenecen, ya que en los tres sistemas de drenaje hay procesos similares que van a poder dar lugar al mismo tipo de litofacies. Se asume por tanto que se está haciendo una generalización en cuanto a englobar dentro de una misma denominación a litotipos que pueden ser ligeramente diferentes entre ellos pero que representan un mismo proceso. De entre los 39 litotipos diferenciados dentro del sector en estudio, 9 corresponden a gravas, 7 a arenas, 6 a facies lutíticas y 17 a facies carbonatadas, entre las que se diferencia entre 4 facies calcilutíticas, 1 margosa y 5 calizas entre las facies no asociadas a tobas, y 7 litofacies tobáceas, 2 autóctonas y 5 alóctonas.

Para los tamaños de grano más grosero (gravas, bloques y arenas) y para algunas de las litofacies lutíticas se han conservado aquellos litotipos descritos por Viseras (1991) que aparecen en el sector en estudio (Tablas III.2.A y III.2.B), que se basaban a su vez en los tipos de Miall (1978). Siguiendo la última actualización del código de litofacies de Miall (1996), se han modificado los códigos de las litofacies que se corresponden con las descripciones de Miall (1996), pero se han conservado para ellas las características descritas por Viseras (1991) y Pla-Pueyo (2006b). En cuanto a las litofacies que no aparecen en ninguna de las clasificaciones de Miall (1978, 1996), se ha respetado el código propuesto por Viseras (1991) con las modificaciones de Pla-Pueyo (2006b) y se ha matizado la descripción y la interpretación de algunas de ellas.

Como ya se ha mencionado, se han añadido una serie de litofacies no descritas anteriormente que afectan a las lutitas y a los carbonatos (Pla-Pueyo *et al.*, 2009) y que se refieren a continuación.

III.2.1. LITOFACIES LUTÍTICAS

Para nombrar las litofacies lutíticas se han seguido en general las normas de Miall (1978, 1996), de forma que la primera letra, en mayúsculas, alude a su tamaño de grano (F de

	Código	Tamaño de grano, textura y fábrica	Estructuras sedimentarias y otras caract.	Potencia sets y estratos	Interpretación	Subambiente
Facies de gravas y bloques	Gmm	1-50 cm Matrizsoportada	Masivo *Gradación normal o inversa * Imbricación débil	(20)-150-(300) cm	Debris flow	Abanico proximal subaéreo
	Goa	2-10 cm Angulosidad alta Selección baja Trama abierta clastosoportada	Masivo	40-80 cm	Depósitos Scree Debris flow no cohesivos	Cono de deyección
	Gos	5-15- (20) cm Subred. a redondeado Trama abierta clastosoportada * Esfericidad media *Selección media	* Imbricación	50-150 cm	Lavado por aguas claras de la matriz de flujos masivos	Abanico aluvial proximal Línea de costa lacustre (abanico deltaico)
	Gcm	Gran.- 25 cm Clastosoportada	* Masivo * Imbricación débil *Gradación normal o inversa	15-100 cm	Lag Cabeza o núcleo de barra Desbordamiento	Canal Llanura de inundación muy próxima al canal
	Gh	Gran.- 30 cm Clastosoportada	Imbricación Gradación (princip. normal) Estratificación horizontal Estr. cruz. plan. muy bajo áng.	20-150 cm	Flujos laminares Cabeza de barra (plataforma de point bar)	Abanico aluvial (princip. medio) Canal proximal-medio
	Gi	24-40 cm 2-3 clastos aislados	Imbricación	No forman	Transverse clast dams	Canal proximal (alta pendiente)
	Gla	Gran.-10 cm Clastosoportada	Estratificación cruzada epsilon Imbric. clastos (contra pend.) *Gradación	50-200 cm	Depósitos acreción lateral a) backsets de barras margen-adosadas b) supraplataforma de point bar	Canal medio-distal
	Gp	Gran.-2 cm Clastosoportada	Estratificación cruzada planar	10-50 cm	Cola de barra (barras de chute)	Canal (proximal-medio)
	Gt	Gran.-pebble Clastosoportada	Estratificación cruzada en artesa	15-25 cm	Relleno de canales	Canal (medio-distal)

Tabla III.2.A. Litofacies simples de gravas identificadas en el sector central de la Cuenca de Guadix. El asterisco indica que el rasgo aparece de forma ocasional.

Table III.2.A. Simple gravel lithofacies identified in the central sector of the Guadix Basin. The asterisk means that the feature appears occasionally.

	Código	Textura y fábrica	Estructuras sedimentarias y otras caract.	Potencia sets y estratos	Interpretación	Subambiente
Facies arenosas	Sm	Arena fina-gruesa	Masiva o ligeramente laminada *Granules y pebbles flotantes *Gradación normal	20-150 cm	Desbordamiento Relleno canal por pérdida de flujo	Llanura inund. próxima a canal Canal distal
	Sla	Arena gruesa-muy gruesa	Estratificación cruzada epsilon	15-180 cm	Depósitos de acreción lateral a) barra lateral b) point bars	Canal distal
	Sp	Arena gruesa-muy gruesa	Estratificación cruzada planar	15-50 cm	Cola de barra (dunas 2-D)	Canal medio-distal
	St	Arena media-gruesa	Estratificación cruzada en artesa	10-150 cm	Migración de dunas (3-D) Relleno de canal	Canal distal Canal secundario proximal
	Sh	Arena muy fina-muy gruesa	Laminación horizontal o cruzada de bajo ángulo Parting lineation	20-50 cm	Desbordamiento (lóbulo crevasse) Relleno canal (flujos laminares)	LL. inund. próxima a canal Canal (Abanico proximal)
	Sr	Arena fina-media	Ripples pequeña escala	25-50 cm	Migración ripples	Canal Ll. inund. próxima a canal
	So	Arena fina	Masiva Coloración gris-marrón (>reducción) Moteado amarillo-naranja Óxidos de hierro en nódulos y rizolitos *Vertebrados	50-100 cm	Arenas de desbordamiento afectadas por procesos de hidromorfismo y edafización (oxidación-reducción)	Ll. inund. con vegetación abundante y encharcamiento no permanente por: a) nivel freático alto b) proximidad a canal

Tabla III.2.B. Litofacies simples de arenas identificadas en el sector central de la Cuenca de Guadix. El asterisco indica que el rasgo aparece de forma ocasional.

Table III.2.B. Simple sand lithofacies identified in the central sector of the Guadix Basin. The asterisk means that the feature appears occasionally.

	Código	Tamaño de grano/ Composición	Estructuras sedimentarias y otras caract.	Potencia sets y estratos	Interpretación	Subambiente
Facies de lutitas	Fm	Limo-arcilla	Masiva * <30% Gran- peb-cob flotantes * Grietas de deseccación	30-250 cm	Desbordamiento (lam. horizontal destruida)	LL. inund. Canal abandonado
	Fl	Limo-arcilla	Lam. horizontal Lam. ondulada Ripples aislados muy pequeños	30-250 cm	Desbordamiento de poca energía	LL. inund. Tapones de arcillas en canal abandonado
	Fr	Limo-arcilla	Masiva a ligeramente laminada Coloración rojiza (>oxidación) Rizohalos gris- blancos *Slickenside *Bioturbación	15-250 cm	Depósitos de desbordamiento relativamente bien drenados, afectados por edafización	LL. inund. distal muy edafizada Abanico aluvial (distal)
	Fo	Limo-arcilla	Masiva Coloración gris-marrón (>reducción) Moteado amarillo-naranja Óxidos de hierro en nódulos y rizolitos *Vertebrados *Slickenside	30cm-8m	Lutitas de desbordamiento pobremente drenadas, frecuentemente afectadas por procesos de hidromorfismo y edafización	LL. inund. en zona distal afectada por encharcamiento temporal y edafización
	Fb	Limo-arcilla	Masiva a ligeramente laminada Coloración gris azulada Contenido medio en m.o. Gasterópodos *Dientes de roedores	5-100 cm	Decantación de lutitas en agua estancada	Charca o "marsh" en la llanura de inundación distal
	C	Arcilla oscura- carbón	Masiva a ligeramente laminada Alto contenido en m.o. Coloración negra Restos vegetales *Dientes de roedores	5-15-70 cm	Decantación de finos en agua estancada con baja oxigenación y restos abundantes de plantas	Charca en ll. inund. distal altamente vegetada

Tabla III.2.C. Litofacies simples lutíticas identificadas en el sector central de la Cuenca de Guadix.

Table III.2.C. Simple lutite lithofacies identified in the central sector of the Guadix Basin.

fino), y la siguiente letra, en minúscula, alude a algún rasgo textural o estructural característico de este tipo de litofacies simple. La litofacies C (*coal* o carbón), denominada así por Miall (1978), se usará siempre en este trabajo sin ninguna letra minúscula al lado, para evitar posibles confusiones con algunas de las litofacies carbonatadas.

Las litofacies propuestas por Viseras (1991) y modificadas por Pla-Pueyo (2006b) se han modificado en cuanto a su descripción, extensión e interpretación para adaptarlas a las litofacies identificadas en el sector en estudio. Así, entre las litofacies Fr y Fo se ha establecido una diferencia en términos del grado de edafización que representan, haciendo hincapie en los rasgos que implican procesos de oxidación intensa (zona relativamente bien drenada, Fr) o procesos de hidromorfismo (zona pobremente drenada, generalmente encharcada, Fo). Sólo se ha añadido una nueva litofacies lutítica, Fb, que aparece en lugares puntuales, y que generalmente presenta una coloración gris azulada, atribuida a un mayor contenido en materia orgánica. Es frecuente la aparición de malacofauna en estas facies (en ocasiones incluso aparecen dientes de roedores) y se interpretan como depósitos palustres siliciclásticos en la llanura de inundación.

III.2.2. LITOFACIES CARBONATADAS

En cuanto a las litofacies carbonatadas, ya existía una propuesta previa (Pla-Pueyo *et al.*, 2006b), pero estudios petrográficos realizados posteriormente han permitido matizar y ampliar las litofacies descritas (Pla-Pueyo *et al.*, 2009). Se han seguido diferentes criterios a la hora de nombrar las litofacies en función de si éstas están o no en relación con la formación de tobas, ya que las litofacies tobáceas son bastante características y en general se diferencian bien de todas las demás en campo, y se ha utilizado una clasificación específica para ellas (Pedley, 1990).

En aquellas litofacies no relacionadas *a priori* con cuerpos tobáceos (Tablas III.2.D y III.2.E), la letra mayúscula indica el contenido en carbonato, que se ha estimado por observación directa en campo de las muestras de mano.

Así, las litofacies representadas por la letra C (*calcimudstone* o calcilutita) están formadas por lutitas ricas en carbonato (Tabla III.2.D), mayoritariamente cementadas (cementos calcínicos esparíticos freáticos o vadosos), que presentan rasgos petrográficos típicos de los carbonatos palustres, y que conservan la coloración de la lutita asociada (gris o rojiza, en función del sedimento lutítico con el que precipita el carbonato).

Las litofacies Cs (Fig. III.1.A) son las que suelen relacionar lateralmente las lutitas propias de llanura de inundación (F1, Fo) con las facies más ricas en carbonato, interpretadas como pequeñas zonas encharcadas. Aunque presentan una matriz carbonatada micrítica, suelen

Tabla III.2.D. (Siguiendo página) Litofacies simples calcilutíticas identificadas en el sector central de la Cuenca de Guadix. El asterisco indica que el rasgo aparece de forma ocasional.

Table III.2.D. (Next page) Simple calcilutite lithofacies identified in the central sector of the Guadix Basin. The asterisk means that the feature appears occasionally.

	Código	Tamaño de grano/ Composición	Estructuras sedimentarias y otras caract.	Potencia sets y estratos	Interpretación	Subambiente
Calcilutitas	Cs	Lutita > carbonato Masiva	>30% Gran-peb-cob flotantes	10-50 cm	Precipitación de carbonato sobre depósitos de desbordamiento	Transición de ll. inund. siliciclástica a charca efímera carbonatada
	Cm	Lutita > carbonato Masiva Contenido variable en malacofauna	Cementos freáticos *Moldes de raíces	10-50 cm	Precipitación de carbonato asociada a decantación de lutitas en un cuerpo de aguas quietas	Depósitos carbonatados palustres en llanura de inundación con baja exposición subaérea
	Co	Lutita > carbonato Masiva	Marmorización Rizolitos *Estructuras alveolares y fenestrales *Grietas de desecación *Cementos freáticos *Cementos vadosos *Limo vadoso *Nodulización *Malacofauna *Pseudo-microkarst	10-50 cm	Precipitación de carbonato asociada a decantación de lutitas en un cuerpo de aguas quietas y con un grado de alteración pedogenética medio-alto	Depósitos carbonatados palustres en charcas efímeras de la llanura de inundación que han sufrido desecación y exposición subaérea
	Cr	Lutita > carbonato Masiva	Rizocreaciones	10-50 cm	Mallas de raíces calcificadas	Horizonte nodular de calcreta pedogénica Ll. inund. con nivel freático elevado
Margas y margocalizas	M	Lutita = carbonato Masiva a ligeramente laminada Disgregable a compacta	Coloración blanquecina *Marmorización *Rizolitos *Grietas de desecación *Nodulización *Malacofauna *Restos de carbón	5-150 cm	Precipitación de carbonato asociada a decantación de lutitas en un cuerpo de aguas quietas, en ocasiones con un grado variable de alteración pedogenética Horizonte "chalky" de una calcreta pedogénica	Depósitos carbonatados palustres en lagos o charcas efímeras en zonas protegidas de la llanura de inundación Horizontes de calcreta pedogénica

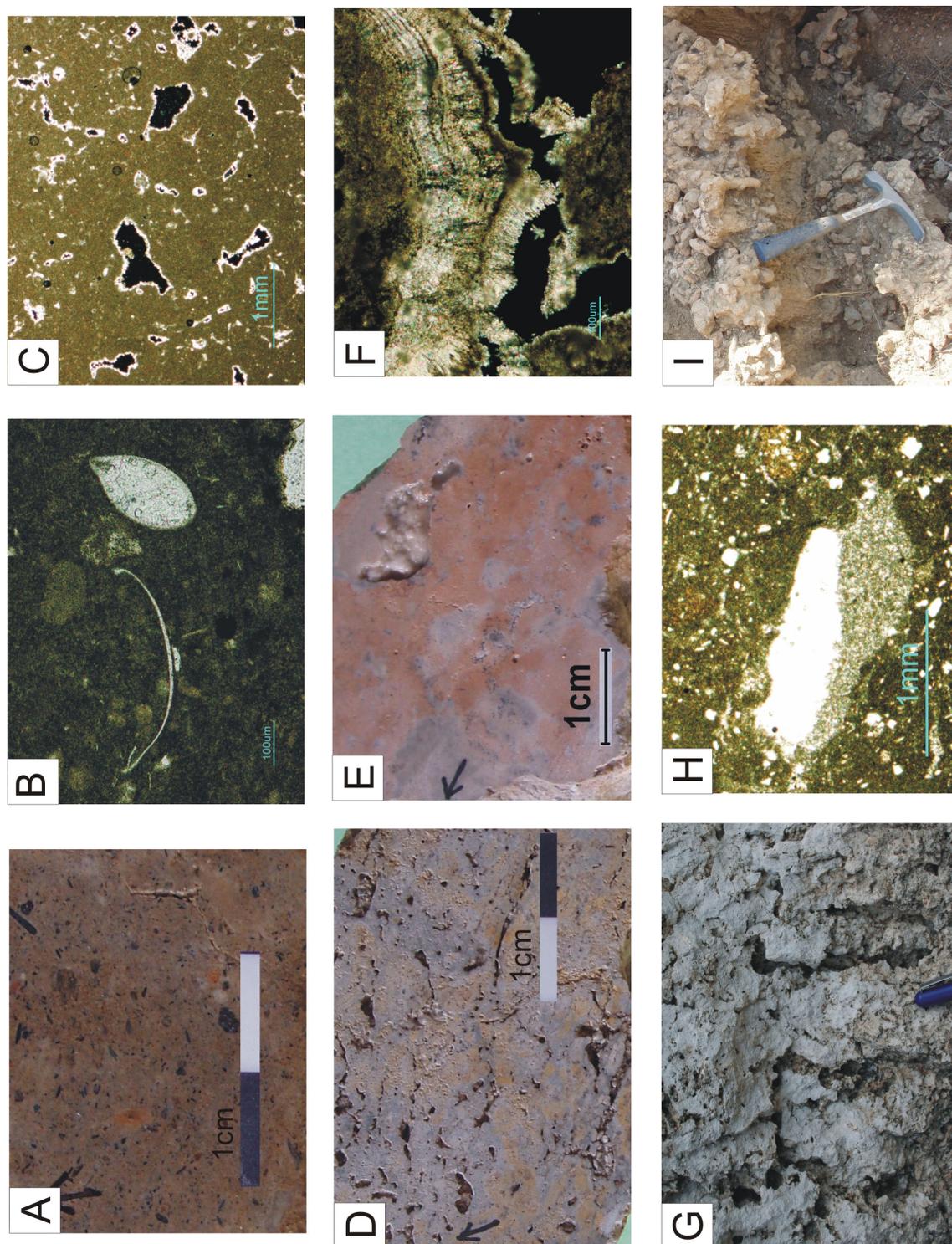


Figura III.1. Ver explicación en la siguiente página.
Figure III.1. See figure caption in next page.

presentar más de un 30% de intraclastos siliciclásticos que llegan a alcanzar el tamaño de guijarros (*pebbles*, 4-64mm).

Las litofacies Cm, Co y Cr son proporcionalmente más ricas en carbonato que las Cs. La litofacies Cm son las que menos rasgos de edafización presentan, y se interpretan por tanto como los depósitos primarios en cuerpos de agua someros, que no han llegado a ser apenas afectados por la exposición subaérea. Suelen presentar un contenido en malacofauna variable (Fig. III.1.B), los cementos que aparecen en ellas suelen ser freáticos (Fig. III.1.C) y son relativamente escasas. Las litofacies Co (Figuras III.1.D a III.1.G) son las más abundantes. Estas facies presentan por una parte, rasgos de emersión y exposición subaérea, tales como huellas de raíces (Fig. III.1.G), marmorización o *mottling* (Fig. III.1.D y III.1.E), nodulización, grietas de desecación (Fig. III.1.D), estructuras alveolares y fenestrales, limo vadoso (Fig. III.1.H) y cementos vadosos (Fig. III.1.F), y por otro muestran indicios de haber estado saturadas por agua (restos de malacofauna, cementos freáticos). Aunque la coloración grisácea es típica en los depósitos palustres (Platt y Wright, 1992) por los procesos de hidromorfismo (reducción de los depósitos por un mal drenaje de los sedimentos), puede en algunos de los casos analizados estar también en relación con la coloración original de las lutitas que forman parte de estos depósitos. Estas son algunas de las características que definen un depósito palustre.

Figura III.1. (Página anterior) Ejemplos de litofacies calcilitíticas en el sector estudiado. (A) Muestra de mano del perfil FP-1 mostrando el aspecto característico de las litofacies Cs, con clastos de tamaño arenas/gravas flotando en micrita. (B) Fotografía de una calcilitita con ostrácodos de la columna FBP-SVY-1 en lámina delgada, con los rasgos típicos de las litofacies Cm. La barra de la escala mide 100µm. (C) Lámina delgada en la que se observan cementos esparíticos freáticos una micrítica homogénea (litofacies Cm). (D) Muestra de mano de una calcilitita del perfil FP-1, en la que se observan rasgos típicos de las litofacies Co tales como la marmorización y la presencia de huellas de raíces. (E) Marmorización intensa en una muestra de mano del perfil FPB-4 (litofacies Co). (F) Detalle de cementos vadosos en lámina delgada, formados en un poro de una calcilitita del tipo Co del perfil FBP-SVY-1. La barra de la escala mide 100µm. (G) Fotografía de campo mostrando huellas de raíces en una calcilitita del perfil FBP-SVY-1, que en algunos casos parecen haber sufrido una pseudo-microkarstificación incipiente. (H) Lámina delgada de una calcilitita del tipo Co en el perfil FPB-4 mostrando limo vadoso en un poro. (I) Fotografía de campo de rizocrecciones (litofacies Cr).

Figure III.1. (Previous page) Examples of calcilitite lithofacies in the study area. (A) Hand sample from section FP-1 showing sand/gravel clasts floating in a micrite, characterizing the Cs lithofacies. (B) Photograph of a calcilitite with ostracodes from section FBP-SVY-1 in thin section with the typical features of a Cm lithofacies. The bar scale is 100µm long. (C) Thin section in which sparry phreatic cements can be observed in a homogeneous micrite (lithofacies Cm). (D) Hand sample of a calcilitite from section FP-1 showing typical features of lithofacies Co such as marmorization and root molds. (E) Intense marmorization in a hand sample from section FPB-4 (lithofacies Co). (F) Detail of a thin section showing vadose cements formed inside of a pore from a Co calcilitite from section FBP-SVY-1. The bar scale is 100µm long. (G) Field photograph showing root mold sin a calcilitite from section FBP-SVY-1. In some cases a pseudo-microkarstification may have occurred. (H) Thin section of a Co calcilitite from section FPB-4 showing vadose silt inside a pore. (I) Field photograph of rhizocretions (lithofacies Cr).

	Código	Tamaño de grano/ Composición	Estructuras sedimentarias y otras caract.		Interpretación	Subambiente
Carbonatos	Lo	Carbonato Micrita	Rizolitos *Estructuras alveolares y fenestrales *Marmorización *Grietas de desecación horizontales *Grietas de desecación circungranulares *Cementos freáticos *Cementos vadosos *Limo vadoso *Nodulización *Malacofauna *Pseudo-microkarst	10 cm-2 m	Precipitación de carbonato en cuerpos de aguas quietas con un grado medio de alteración pedogenética	Depósitos carbonatados palustres en charcas efímeras de la llanura de inundación que han sufrido desecación y exposición subaérea
	Ln	Carbonato Micrita	Marmorización Grietas de desecación circungranulares Nodulización/brechificación Rizolitos *Estructuras alveolares y fenestrales *Cementos freáticos *Cementos vadosos *Limo vadoso *Malacofauna *Pseudo-microkarst	10 cm-2 m	Precipitación de carbonato en cuerpos de aguas quietas con un grado medio-alto de alteración pedogenética	Depósitos carbonatados palustres en charcas efímeras de la llanura de inundación que han sufrido desecación y exposición subaérea frecuente
	Lg	Carbonato Peloides Intraclastos	Granificación Marmorización Grietas de desecación Rizolitos *Estructuras alveolares y fenestrales *Estructuras tractivas *Pseudo-microkarst *Cementos freáticos *Cementos vadosos, a veces estalactíticos *Limo vadoso *Malacofauna	10 cm-2 m	Precipitación de carbonato en cuerpos de aguas quietas con un grado alto de alteración pedogenética	Depósitos carbonatados palustres en charcas efímeras de la llanura de inundación que han sufrido desecación y exposición subaérea durante largos períodos de tiempo
	LI	Carbonato Micrita	Laminación gruesa y discontinua *Textura brechoide *Clastos con cubiertas micríticas *Intraclastos	5-15 cm	Cementación y desplazamiento/	Horizontes laminares de calcreta pedogénica

En cuanto a la litofacies Cr (Fig. III.1.I), que corresponde a las rizocreaciones en el sentido de Kraus y Hasiotis (2006), se ha considerado interesante darle entidad propia, en lugar de tratarla como a un rasgo de otras litofacies, ya que aparece en contextos variados, asociada a litofacies que tienen una interpretación ambiental diferente, como pueden ser las litofacies Fr o las litofacies Fo.

La litofacies M (marga/margocaliza) (Tabla III.2.D) muestra un contenido en carbonato similar al contenido en lutitas, y generalmente la coloración es cremosa o blanquecina. Cuando aparecen en medio de una secuencia de contenido en carbonato creciente hacia arriba, es frecuente que presenten rasgos de edafización (predominantemente moldes de raíces y marmorización). Cuando aparecen formando parte de los paquetes lutítico-margosos del STE, suelen ser muy homogéneas, de color rosáceo, y presentan intraclastos carbonosos muy pequeños (<2 mm de diámetro).

Respecto a las litofacies L (*limestone* o caliza) (Tabla III.2.E), su contenido en carbonato es mayoritario, por lo que suelen presentar un color entre crema y blanco. La letra minúscula, al igual que en la nomenclatura de Miall (1978), indica algún rasgo identificativo de dicha litofacies a nivel textural.

En la litofacies Lo (Fig. III.2.A, III.2.B y III.2.C) las texturas (Tabla III.2.E) son similares a las descritas para las calcilitas de tipo Co, salvo que el contenido en carbonato es mucho mayor.

En el caso de las litofacies Ln (Fig. III.2.D, III.2.E y III.2.F), aunque sus rasgos *a priori* pueden ser similares a las Lo, su característica más llamativa es la nodulización que presentan, y que en lámina delgada se detecta fundamentalmente por la aparición de grietas circungranulares (Fig. III.2.F).

Las litofacies Lg (Fig. III.2.G y III.2.H) representan el mayor grado de alteración por exposición subaérea en el sector estudiado, y son calizas peloidales/intraclásticas que suelen presentar granificación (Alonso-Zarza *et al.*, 1992a).

Por último, las litofacies Ll (Fig. III.2.I), son relativamente escasas en el sector estudiado, y se caracterizan por una serie de rasgos que permiten interpretarlas como horizontes pedogénicos de calcretas maduras (Wright y Tucker, 1991; Alonso-Zarza, 2003). Sería el equivalente a la litofacies P descrita por Viseras (1991) y Pla-Pueyo *et al.* (2006b).

Para las litofacies identificadas en asociación con cuerpos tobáceos (Tabla III.2.F) se ha seguido la clasificación de Pedley (1990), basada a su vez en la recopilación y la modificación de las clasificaciones propuestas por Buccino *et al.* (1978), Chafetz y Folk (1984) y Ordóñez

Tabla III.2.E. (Página anterior) Litofacies simples carbonatadas no tobáceas identificadas en el sector central de la Cuenca de Guadix. El asterisco indica que el rasgo aparece de forma ocasional.

Table III.2.E. (Previous page) Non-tufaceous simple carbonate lithofacies identified in the central sector of the Guadix Basin. The asterisk means that the feature appears occasionally.

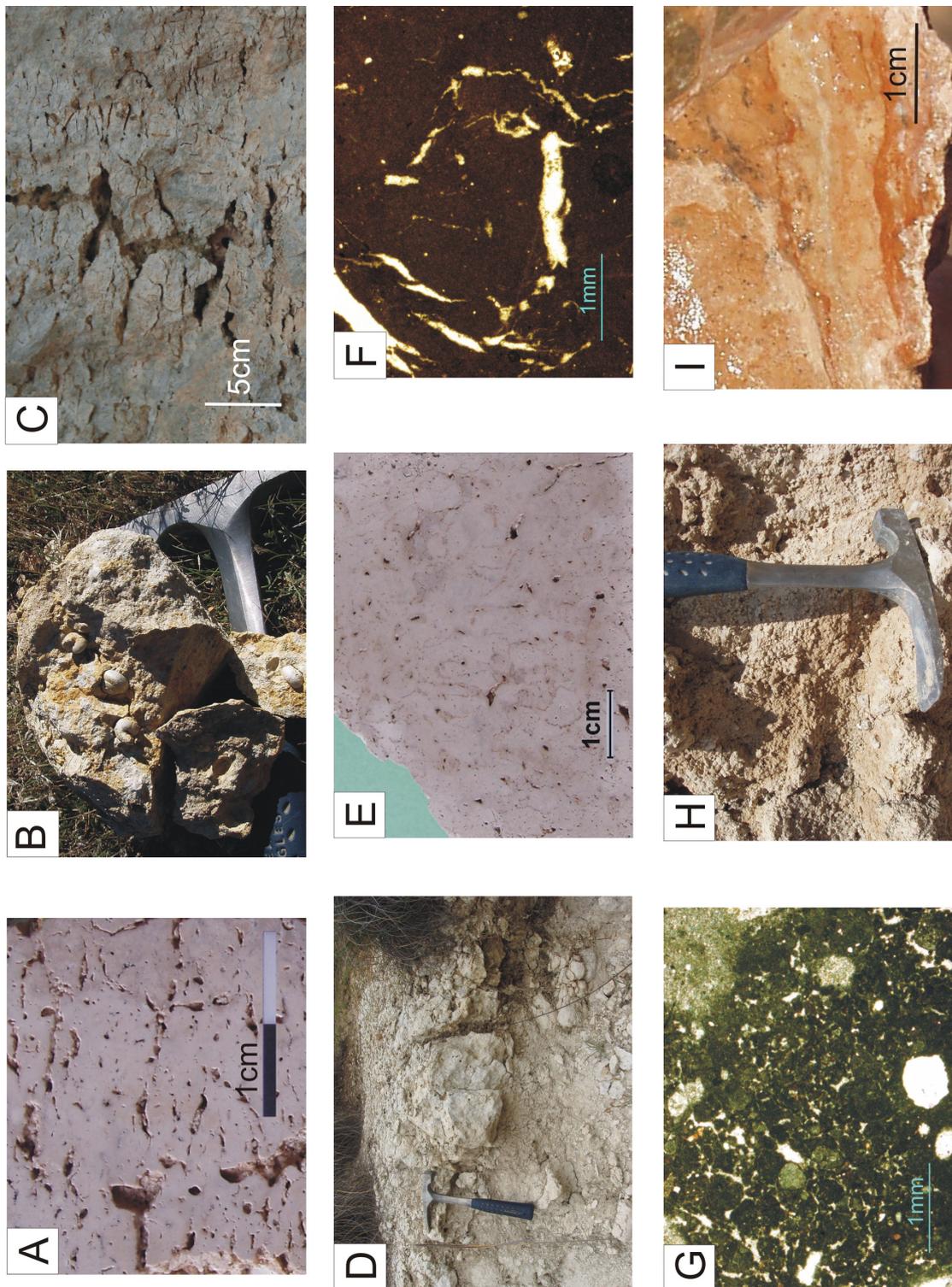


Figura III.2. Ver explicación en la siguiente página.
Figure III.2. See figure caption in next page.

y García del Cura (1983). Este autor propone la existencia de ocho fábricas tobáceas en las que diferencia entre depósitos autóctonos y alóctonos, siete de las cuales se pueden asimilar a litofacies en el sentido en que se utilizan en este trabajo. La octava corresponde a un horizonte de paleosuelo, que en este sector no se ha encontrado asociado específicamente a ningún depósito tobáceo, por lo que no se tendrá en cuenta en la clasificación que se presenta en este trabajo.

Dado que Pedley (1990) no sugiere ninguna abreviatura específica para estas fábricas o litofacies, se ha optado por continuar con la norma general seguida en las otras litofacies, y nombrarlas en primer lugar, con la letra mayúscula T, seguida de una letra minúscula que aluda a algún rasgo concreto de la litofacies en cuestión (Tabla III.2.F). Por ejemplo, en el caso de la “*Cyanolithic oncoidal tufa*”, la abreviatura utilizada en este trabajo en su lugar será To.

Las dos litofacies autóctonas, Tf (Fig. III.3A y III.3.B) y Tb, corresponden a depósitos *in situ*, fitohermos carbonatados inducidos biogénicamente, en el primer caso en relación con macro y microfitas, y en el segundo, exclusivamente con cianobacterias.

En cuanto a las facies tobáceas clásticas, relacionadas con la destrucción de los armazones fitohérmicos y su redeposición, Pedley (1990) propone las litofacies Tp, To, Top, Ti y Tm. La litofacies Tp (Fig. III.3.C, III.3.D y III.3.E) está formada por fitoclastos cementados antes, durante y después de su depósito, mientras que las litofacies To (Fig. III.3.F) están dominadas por oncoides, que son estromatolitos con formas elipsoidales a subsféricas formados en torno a un clasto, ya sea de origen orgánico o inorgánico. Pedley (op. cit.) contempla la posibilidad de encontrar una gradación entre las litofacies Tp y las To, de forma que describe unas facies mixtas, con una proporción variable de fitoclastos y de oncoides (Top).

Las litofacies Ti consisten en fragmentos detríticos de tobas de tamaño arena y limo, y aparecen tanto como depósitos en cuerpos de agua estáticos asociados a armazones fitohérmicos

Figura III.2. (Página anterior) Ejemplos de litofacies carbonatadas no asociadas a tobas en el sector estudiado. (A) Huellas de raíces y grietas de desecación en una caliza del perfil FPB-4 (litofacies Lo). (B) Fotografía de campo de una caliza del tipo Lo con marmorización intensa y abundantes gasterópodos. (C) Pseudo-microkarst en una caliza del perfil FBP-SVY-1. (D) Fotografía de campo de una caliza nodulosa (Ln) en el perfil FP-1. (E) Muestra de mano de una caliza nodulosa (Ln) del perfil FBP-SVY-1. (F) Lámina delgada de una caliza del tipo Ln en el perfil FBP-SVY-1 en la que se muestran grietas circungranulares aislando un nódulo de micrita. (G) Textura peloidal en lámina delgada (litofacies Lg, perfil FBP-SVY-1). (H) Caliza con textura grainstone (Lg) en campo (perfil FBP-SVY-1). (I) Muestra de mano del perfil FPB-4 mostrando una textura laminar/brechoide (litofacies Ll).

Figure III.2. (Previous page) Examples of non-tufaceous carbonate lithofacies in the study area. (A) Root molds and dessication cracks in a limestone from section FPB-4 (lithofacies Lo). (B) Field photograph of a Lo limestone with intense marmorization and abundant gastropods. (C) Pseudo-microkarst in a limestone from section FBP-SVY-1. (D) Field photograph of a nodular limestone (Ln) from section FP-1. (E) Hand sample of a nodular limestone (Ln) from section FBP-SVY-1. (F) Thin section of a Ln limestone from section FBP-SVY-1, showing circumgranular cracks isolating a micrite nodule. (G) Peloidal texture in thin section (lithofacies Lg, section FBP-SVY-1). (H) Grainstone limestone in the field (lithofacies Lg, section FBP-SVY-1). (I) Hand sample from section FPB-4 showing a laminar/brecciated texture (lithofacies Ll).

		Composición, textura y fábrica	Estructuras sedimentarias y otras caract.		Interpretación	Subambiente
Carbonatos tobáceos	Tf	Carbonato Textura framestone	Microfilm de origen bacteriano recubriendo macrofitas en posición de vida Cementos freáticos o isopacos tipo “ <i>fringe</i> ” *Fauna diversa (ostrácodos, moluscos, anélidos, larvas de insectos)	mm-30cm	Precipitación de carbonato en un almacén de macrofitas en un cuerpo de aguas quietas	Toba palustre Zona de barrera fitohérmica en toba de barrera
	Tb	Carbonato Textura boundstone	Cementos “ <i>fringe</i> ” Fitohermo formado por estromatolitos esqueléticos *Oncoides	mm-30cm	Formación de estromatolitos en cuerpos de aguas quietas	Toba palustre Zona de barrera fitohérmica en toba de barrera
	Tp	Carbonato Fábrica clastosoportada	Fitoclastos encostrados por cementos (toba detrítica)	10cm-2m	Fragmentos de plantas cementados antes, durante y después del depósito	Toba de barrera Toba palustre Degradación de tobas
	To	Carbonato Fábrica clastosoportada Oncoides<3cm	Estromatolitos con formas elipsoidales a subsféricas Cementos fringe Núcleos: fragmentos de madera (cilíndricos) o gasterópodos (esferoidales)	1cm-2m	Formación de estromatolitos en torno a un núcleo, en régimen de flujo lento, rápido o en condiciones estáticas (morfologías finales diferentes) bajo lámina de agua	Toba de barrera Niveles procedentes de la degradación de tobas
	Top	Carbonato	Oncoides y fitoclastos en proporción variable	1cm-2m	Detritos en los que se mezclan oncoides y fitoclastos	Toba de barrera Degradación de tobas
	Ti	Carbonato Fábrica clastosoportada	Fragmentos detríticos de tobas de tamaño arenalimo	cm-2m	Rotura de cementos y armazones fitohérmicos preexistentes	Canales fluviales Tobas palustres, en torno a fitohermos descompuestos
	Tm	Carbonato Micrita masiva, grumosa (clotted) o peloidal	*Gasterópodos, ostrácodos y carofitas	mm-2m	Precipitación de carbonato en cuerpo de aguas quietas	Tobas palustres <i>Hummocks</i> de briofitas

Tabla III.2.F. Litofacies simples carbonatadas tobáceas identificadas en el sector central de la Cuenca de Guadix.

Table III.2.F. Calcareous tufa lithofacies identified in the central sector of the Guadix Basin.

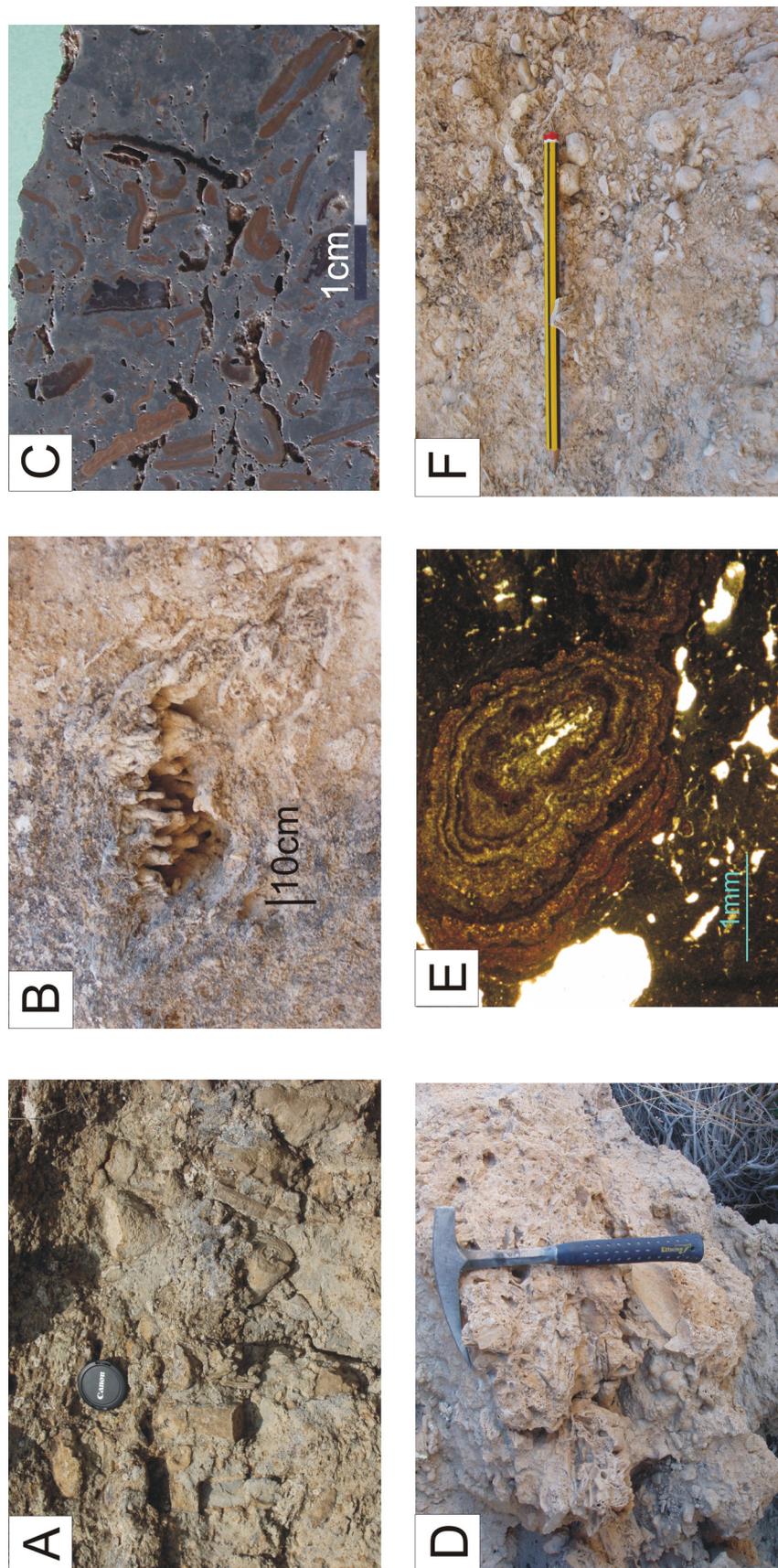


Figura III.3. Ejemplos de litofacies carbonatadas tobáceas en el sector estudiado. (A) Tobas fitohérmicas con moldes de plantas superiores en posición de vida (litofacies Tf) en una matriz micrítica (Tm) en el perfil FBP-SVY-1. (B) Parche de tobas fitohérmicas (Tf) en el edificio tobáceo de Rambla Becerra. (C) Muestra de mano del perfil FBP-SVY-1 mostrando facies de tobas fitoclásticas (Tp) en campo en el edificio tobáceo de Rambla Becerra. (E) Lámina delgada de una toba fitoclástica del perfil FBP-SVY-1. (F) Facies de oncoides (To) en el cuerpo tobáceo de Rambla Becerra.

Figure III.3. Examples of tuffaceous carbonate lithofacies in the study area. (A) Framestone tuffs with plant molds in life position (lithofacies Tf) within a micritic matrix (Tm) in section FBP-SVY-1. (B) Phytotherm tuffa patch (Tf) in Rambla Becerra tuffa build-up. (C) Hand sample from FBP-SVY-1 section showing phytoclastic tuffa facies (Tp). (D) Phytoclastic tuffa facies (Tp) in the field, in the Rambla Becerra build-up. (E) Thin section of a phytoclastic tuffa from section FBP-SVY-1. (F) Oncoidal tuffa (To) in the Rambla Becerra build-up.

destruidos como formando parte de canales fluviales. En cuanto a la litofacies Tm (*microdetrital tufa*), Pedley (1990) la subdivide en dos: toba micrítica (*micritic tufa*) y toba peloidal (*peloidal tufa*). Partiendo de la descripción que proporciona Pedley (op. cit.) de la toba micrítica, esta litofacies es difícil de distinguir en campo de las litofacies Cm y Co, y la textura de la toba peloidal es detectable sólo al microscopio óptico. Ya que una litofacies que sólo es detectable al microscopio no parece demasiado útil a la hora de clasificar los sedimentos en el campo, en este trabajo se tratará a la litofacies Tm (*microdetrital tufa*) como a una sola (Fig. III.3.A), que puede presentar o no textura peloidal al microscopio, y que cuando aparece en campo, está asociada a otras facies de depósitos tobáceos identificables en muestra de mano.

III.3. ANÁLISIS DE ELEMENTOS ARQUITECTÓNICOS S.S. (ORDEN 2)

Aunque en el caso de los elementos de orden 2 (elementos arquitectónicos básicos según Miall, 1985, 1989, 1996) hay una gran mayoría que son exclusivos de cada sistema de drenaje, se ha considerado más interesante dividirlos en función de la litología predominante que presentan sus litofacies. De esta forma, es en el punto que trata sobre los elementos de orden 3 en el que se comentará cómo se combinan los diferentes elementos de orden 2 en cada sistema de drenaje en el sector en estudio y las secuencias más características a las que dan lugar en sección transversal, así como el modelo sedimentario que definen para cada sistema en cada unidad.

Tomando como hipótesis de trabajo la clasificación de Viseras (1991) anteriormente mencionada, se han localizado una serie de cuerpos sedimentarios tridimensionales, que se pueden analizar adecuadamente a escala del afloramiento en la mayoría de los casos, y que constituyen un buen ejemplo de la variedad de elementos arquitectónicos de segundo orden presentes en el sector en estudio. En aquellos casos en los que la escala del cuerpo supera la escala del afloramiento, se han tomado datos en distintos puntos del cuerpo en cuestión.

Con la única intención de simplificar posteriores referencias a cada elemento en el presente trabajo, tanto en figuras o tablas como en otros epígrafes, estos cuerpos se han dividido en función de la litología que predomina en ellos y se ha elaborado un código (Tablas III.3.A y III.3.B). La primera letra, mayúscula (S, F o C), hace referencia a la litología, agrupándose dentro de los nombrados con la letra S los cuerpos siliciclásticos en los que predominan las litofacies gravosas y arenosas (Tablas III.3.A y III.3.B). La letra F hace referencia a aquellos elementos dominados por facies finas, lutíticas (Tabla III.3.B), y la C a las facies carbonatadas (Tabla III.3.C). La segunda letra mayúscula está en relación con la morfología del cuerpo en el caso de los siliciclásticos (C= canalizado o *channeled*; U= no canalizado o *unchanneled*; T= tabular), y al origen en el caso de los carbonatos (P= palustre, C= calcreta, T= toba). En cuanto a la tercera letra, minúscula, alude a algún rasgo propio de cada elemento en cuestión. Por ejemplo, las unidades arenoso-arcillosas en las que facies finas aparecen formando cuerpos

Litología	Código	Elemento arquitectónico	Morfología	Dimensiones (potencia y cont. lateral)	Asociación litofacies	Interpretación
Elementos Siliciclásticos	SCw	Canales de gravas y arenas	Acintada ancha	pot.: 2-8 m c.l.: <30 m	Gla/Sla, Gt/St, Gp/Sp, Sr, Sh, Fl, Fo	Grandes canales sinuosos Canal principal del SA
	SCa	Canales amalgamados	Acintada ancha-sheet estrecha	pot.: 2-4m c.l.: >30m	Gt/St	Canales someros amalgamados dominados por dunas de pequeña escala
	SCp	Complejos canaliformes pseudotabulares	Pseudotabular	pot.: <3m c.l.: <250m	Gla, Gcm/Gh, Gp/Sp y Gt/St *Gi	Canal de abanico medio-externo que se desplaza lateralmente

Tabla III.3. A. Elementos arquitectónicos siliciclásticos canalizados descritos en el sector central de la Cuenca de Guadix para los tres sistemas de drenaje principales, Sistema Axial (SA), Sistema Transversal Interno (STI) y Sistema Transversal Externo (STE) en las unidades V y VI.

Tabla III.3. A. Siliciclastic channeled architectural elements described in the central sector of the Guadix Basin for the three main drainage systems, Axial System (SA), Internal Transverse System (STI) and External Transverse System (STE) in units V and VI.

Litología	Código	Elemento arquitectónico	Morfología	Dimensiones (potencia y cont. lateral)	Asociación litofacies	Interpretación
Elementos Siliciclásticos No canalizados	SUt	Cuerpos tabulares	<i>Sheet</i> estrecha	pot.: 1,5-5 m c.l.: Hm	Gcm, Gh *Gos	Pequeño delta en desembocadura de canal en cuerpo de aguas quietas
	SUb	Capas de brechas	<i>Sheet</i> estrecha a ancha	pot.: 20cm-1m c.l.: Dm	Gcm, Goa, Gmm	Depósitos proximales de abanico aluvial
	SUI	Lentes plano-convexas	Lenticular	pot.: 2-4m c.l.: >30m	Gcm	Lóbulos de desbordamiento o alas de canales en V
	FTm	Paquetes lutítico-margosos	<i>Sheet</i> estrecha	pot.: 50cm-8m c.l.: Hm	F1-Fr/M	Facies distales de abanico aluvial que conectan con llanura lutífica
	FTg	Capas arenoso-arcillosas grises	<i>Sheet</i> estrecha a ancha	pot.: 10cm-8m c.l.: Hm-Km	So/Fo	Depósitos de desbordamiento en ll. inund, con paleosuelos mal drenados
	FTr	Capas arenoso-arcillosas rojas	<i>Sheet</i> ancha	pot.: 10cm-8m c.l.: Km	Sm, Fl, Fr	Paleosuelos bien drenados en ll. inund.

Tabla III.3. B. Elementos arquitectónicos siliciclásticos no canalizados descritos en el sector central de la Cuenca de Guadix para los tres sistemas de drenaje principales, Sistema Axial (SA), Sistema Transversal Interno (STI) y Sistema Transversal Externo (STE) en las unidades V y VI.

Tabla III.3.B. *Siliciclastic unchanneled architectural elements described in the central sector of the Guadix Basin for the three main drainage systems, Axial System (SA), Internal Transverse System (STI) and External Transverse System (STE) in units V and VI.*

Litología	Código	Elemento arquitectónico	Morfología	Dimensiones (potencia y cont. lateral)	Asociación litofacies	Interpretación
Elementos Carbonatados	CPm	Carbonatos palustres	Lenticular a tabular	pot.: 5-50cm c.l.: 3m-varios Km	Cm, Co, Cr, Cs, M, Lo, Ln, Lg Tp/To y C	Carbonatos palustres en zonas de la ll. inund. encharcadas de forma no permanente
	CCp	Calcretas pedogénicas	Tabular	pot.: 20cm-1m c.l.: Dm-varios Km	M, Cr, Ln, Lo, Ll	Calcretas pedogénicas formadas en periodos de escasa o nula sedimentación
	CTp	Tobas palustres	Lenticular a tabular	pot.: 2m c.l.: < 20m	Tf/Ti, Tm, Tp, Co/M	Fitohermo de macrofitas en zona encharcada somera de la ll. inund.
	CTb	Tobas de barrera	Niveles tabulares inclinados, formando un lóbulo	pot.: 8m c.l.: >70m	Tp, To, Top, Tf, Tb, Tm, Fo, Co	Barrera tobácea obstruyendo temporalmente el curso fluvial

Tabla III.3. C. Elementos arquitectónicos carbonatados descritos en el sector central de la Cuenca de Guadix para los tres sistemas de drenaje principales, Sistema Axial (SA), Sistema Transversal Interno (STI) y Sistema Transversal Externo (STE) en las unidades V y VI.

Tabla III.3.C. Carbonate architectural elements described in the central sector of the Guadix Basin for the three main drainage systems, Axial System (SA), Internal Transverse System (STI) and External Transverse System (STE) in units V and VI.

tabulares y presentan un color grisáceo relacionado con procesos de hidromorfismo, estarán representadas por las siglas FTg (Tabla III.3.B).

III.3.1. ELEMENTOS SILICICLÁSTICOS

III.3.1.1. Canales de gravas y arenas (SCw)

Descripción

Estos elementos arquitectónicos son escasos en el sector en estudio, y están representados por cuerpos simples o amalgamados formados por gravas y arenas, con un espesor que oscila entre 2 y 8 m, aunque generalmente no superan los 3 m (Tabla III.3.A). En el caso de los cuerpos amalgamados, cada cuerpo individual suele medir entre 1 y 4 m de potencia.

Presentan una base generalmente erosiva y cóncava hacia arriba y pueden alcanzar una continuidad lateral de hasta 30 metros. Su ratio anchura/potencia (W/T) oscila entre 2 y 15, y la ratio media $W/T = 7$, lo que sitúa a estos cuerpos dentro de la categoría de acintado ancho, según la clasificación de Gibling (2006). Para dicho autor, un cuerpo se considera acintado estrecho (*narrow ribbon*) si su ratio W/T es inferior a 5, y acintado ancho (*broad ribbon*) si está entre 5 y 15. En este caso, las dimensiones medias hacen más apropiada la clasificación de estos elementos como acintados anchos.

Cada uno de estos cuerpos presenta varios sets de acreción lateral con una tendencia granodecreciente (Fig. III.4), que va desde litofacias gravosas groseras (diámetro de los clastos que en ocasiones supera los 6cm) en la base hasta litofacias de grano fino en el techo de la secuencia (Gla/Sla, Gt/St, Gp/Sp, Sr, Sh, Fl, Fo) (Ver tablas III.2.A, III.2.B y III.2.C). En los sedimentos de grano más grueso es frecuente la aparición de estratificación cruzada de tipo *epsilon*, cruzada planar y cruzada en artesa, mientras que la estratificación horizontal y la estructura masiva son las predominantes en los sedimentos de tamaño de grano más fino. En este tipo de cuerpos las medidas de paleocorrientes indican un ángulo de dispersión que supera los 130°, tal y como ya mencionaba Viseras (1991) en sus estudios del SA en su zona media-distal.

Interpretación

Siguiendo las interpretaciones proporcionadas para otros ejemplos (Allen, 1970; Nijnman y Puigdefábregas, 1978; Eberth y Miall, 1991; Skelly *et al.*, 2003), estos elementos arquitectónicos se interpretan como canales acintados (Gibling, 2006) de alta sinuosidad (alto ángulo de dispersión de paleocorrientes) en los que predomina la acreción lateral. Cuando son canales amalgamados, están rellenos en etapas sucesivas.

Estos elementos arquitectónicos tan escasos en el área de estudio, que se asemejan a los elementos denominados “grandes canales multiconstruidos” por Viseras (1991), se localizan siempre en facies del Sistema Axial, y se pueden interpretar por tanto como las diferentes posiciones del canal principal de dicho sistema (Pla-Pueyo *et al.*, 2009). Buenos ejemplos de estos elementos pueden encontrarse en los perfiles ST-1 (Fig. III.4) y T-1 (Fig. III.5) (Anexos 14 y 3 respectivamente).

III.3.1.2. Canales arenosos (SCn)

Descripción

Son cuerpos aislados, con una potencia de entre 50 cm y 3 m y base erosiva. Su extensión lateral suele oscilar entre 2 y 10 m, y es frecuente que sean asimétricos en sección transversal (Tabla III.3.A). Su ratio media W/T es próxima a 3, encuadrándose dentro del tipo *ribbon* estrecho definido por Gibling (2006). Se caracterizan en su base por una asociación de litofacies predominantemente arenosas (Sla-St/Sr-Sh-So) (Fig. III.6), que suelen mostrar estructuras sigmoidales de acreción lateral (facies Sla) (Fig. III.7), y que pasan gradualmente hacia techo a sedimentos más finos (Fo, Fl). Ocasionalmente entre las facies arenosas aparecen intercaladas facies gravosas en forma de cuerpos lenticulares, masivos (Gcm) o con estratificación cruzada planar o en artesa (Gp, Gt). En las facies más finas de estos cuerpos es frecuente la aparición de bioturbaciones, algunas de las cuales han sido estudiadas, al aparecer en los tapones de arcillas asociados a las facies en las que aparece el yacimiento FP-1 (Pla-Pueyo *et al.*, 2005).

Interpretación

Estos elementos, que aparecen típicamente en facies del Sistema Axial, se interpretan como pequeños canales acintados (Gibling, 2006) embebidos en los sedimentos finos de la llanura de inundación (FTg), en los que predomina la acreción lateral, pero en los que también aparecen dunas que se desplazan aguas abajo (litofacies Gt), formas del lecho transversales (Gp) y pequeños depósitos de tipo “lag” (Gcm). La reducida granulometría del sedimento y el pequeño tamaño de las barras y otras formas del lecho ponen en evidencia que no se trata del canal principal del SA, por lo que se trataría de canales secundarios que surcarían la zona media-distal del valle axial (Viseras *et al.*, 2006; Pla-Pueyo *et al.*, 2009). En la literatura existen numerosos ejemplos de interpretaciones similares de esta asociación de litofacies (McGowen y Garner, 1970; Bluck, 1971; Jackson, 1976; Nijnman y Puigdefábregas, 1978; Miall, 1996; Stouthamer, 2001; Bridge, 2003, entre otros). Este tipo de elementos no se han detectado en los sedimentos de los sistemas transversales en el sector estudiado.

Como ejemplo de este tipo de elementos en el sector estudiado cabe destacar el canal en

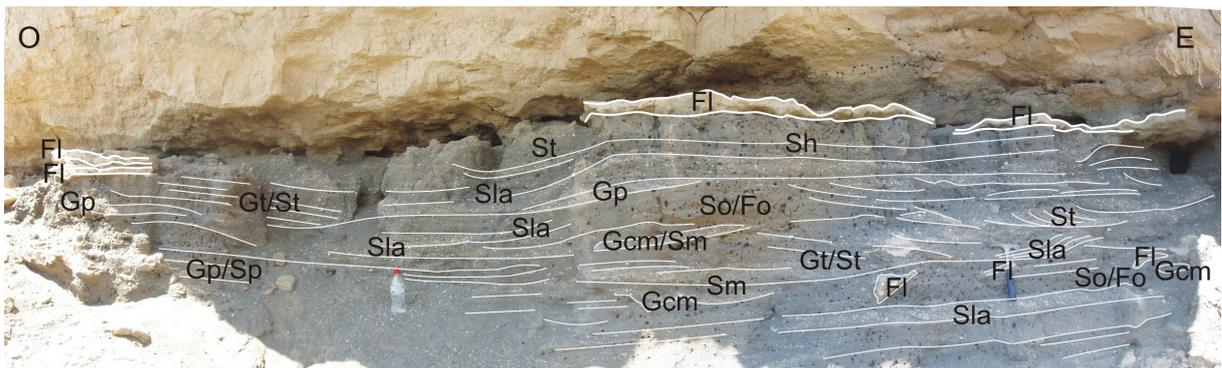


Figura III.6. Ejemplo de un canal arenoso (SCn) localizado en la sección FBP-SVY-1, en cuyas facies groseras apareció una cornamenta de *Metacervoceros rhenanus perolensis* (yacimiento FBP-SVY-1). Nótese a techo del relleno del canal la presencia de dos tapones de arcillas (Fl) que corresponden a la fase de abandono del canal.
 Figure III.6. Example of a sand channel (SCn) situated in the section FPB-SVY-1. An antler of a *Metacervoceros rhenanus perolensis* was found in its coarse facies (FBP-SVY-1 site). On top of the channel fill, two clay plugs appear (Fl), corresponding to the channel abandonment.

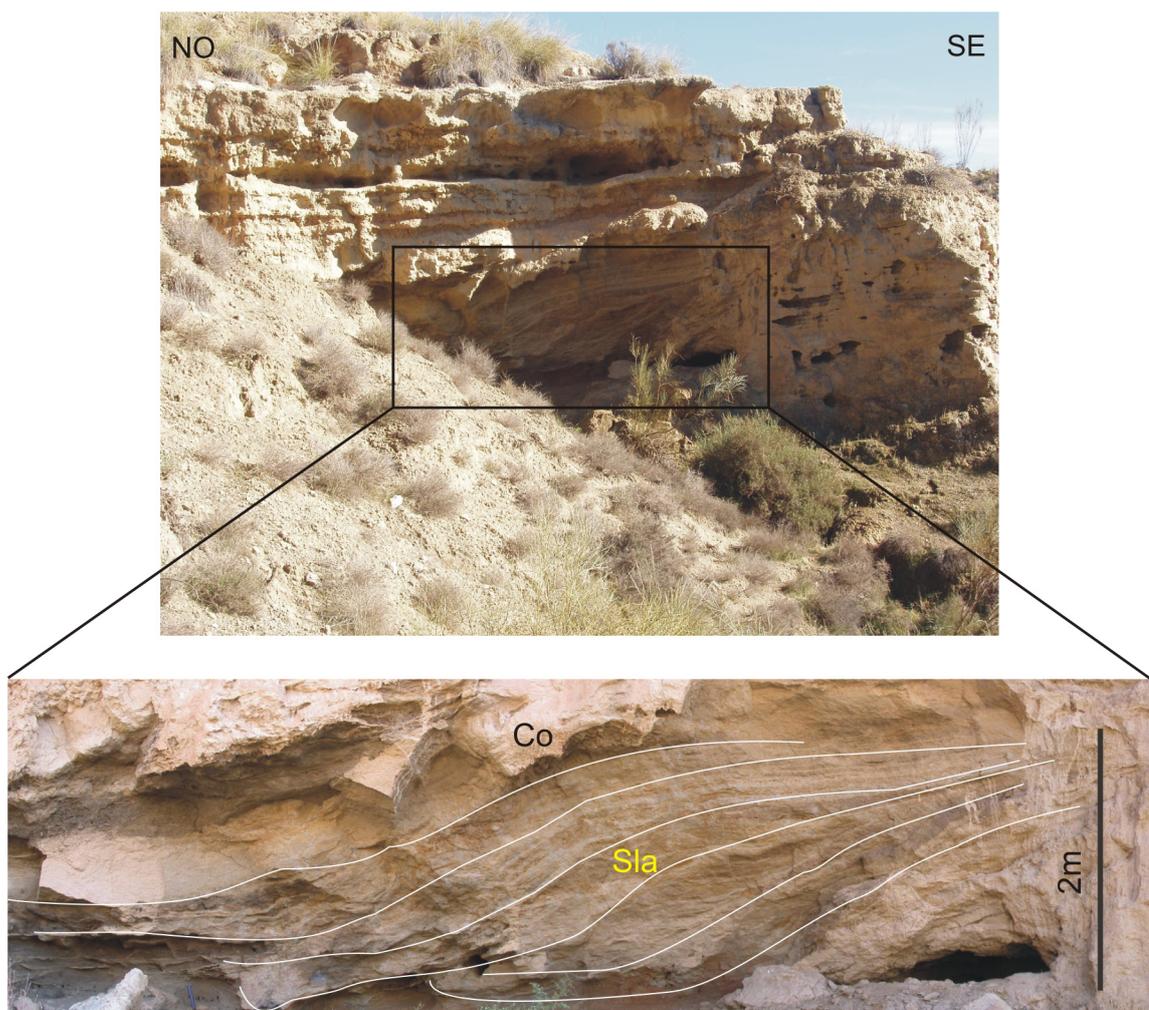


Figura III.7. Ejemplo del canal arenoso (SCn) en el que se encontró el yacimiento FSCC-2, localizado en el perfil FSCC-1. Las facies de acreción lateral (Sla) dominan el relleno de este canal.
 Figure III.7. Example of the sand channel (SCn) where the site FSCC-2 was found, situated in the section FSCC-1. Lateral accretion facies (Sla) dominate the channel infilling.

cuyas facies de abandono se localiza el yacimiento FP-1, que ha sido estudiado en detalle con anterioridad (Viseras *et al.*, 2006). Otros ejemplos que representan bien este tipo de cuerpos pueden observarse en los perfiles FBP-SVY-1 (Anexo 6) (Fig. III.6) y FSCC-1 (Anexo 5) (Fig. III.7).

III.3.1.3. Canales amalgamados (SCa)

Descripción

Estos elementos arquitectónicos tienen una extensión lateral mayor de 30 m, una potencia de entre 2 y 4 m y definen un almacén multiconstruido de arenas lenticulares (Tabla III.3.A). Su ratio media W/T, cercana a 15, está en el límite entre los depósitos de tipo acintado ancho y los depósitos de tipo *sheet* estrecho, según la clasificación de Gibling (2006). Su base es erosiva, y están formados por un conjunto de sets amalgamados (Fig. III.8), en los que predominan las arenas gruesas con estratificación cruzada en artesa (St), con presencia de gravas finas (*granule-pebble*) (Gt). La potencia de los sets oscila entre 15 y 50cm.

Interpretación

Partiendo de otros ejemplos descritos en la bibliografía (Martinsen *et al.*, 1999), estos cuerpos se interpretan como canales fluviales someros. El alto grado de amalgamamiento sugiere que fueron repetidamente erosionados y rellenos de nuevo. La pequeña escala de los sets y el predominio de la estratificación cruzada apunta a que los canales eran relativamente someros, dominados por dunas de pequeña escala. Este elemento no aparece en la vertical de ninguno de los perfiles levantados, pero es fácilmente observable en los sedimentos del SA (Fig. III.8) que afloran justo debajo de una extensión de terreno llana denominada “Llanos de Belijaca”, cerca del lugar donde se ha levantado el perfil AN-1 (Anexo 13).

III.3.1.4. Canales en V con alas de desbordamiento (SCv)

Descripción

En el área estudiada, estos cuerpos tienen una potencia de entre 0,5 y 2 m, y una continuidad lateral de 5 a 20 m (Tabla III.3.A). El hecho de que las alas se extiendan varios metros respecto a lo que sería el centro del canal hace que la ratio media W/T pueda distorsionarse y dar una idea equivocada de la morfología del canal. De forma aproximada, atendiendo a las medidas de la zona central del canal, la morfología de estos cuerpos permitiría encuadrarlos en el tipo acintado estrecho según la clasificación de Gibling (2006).

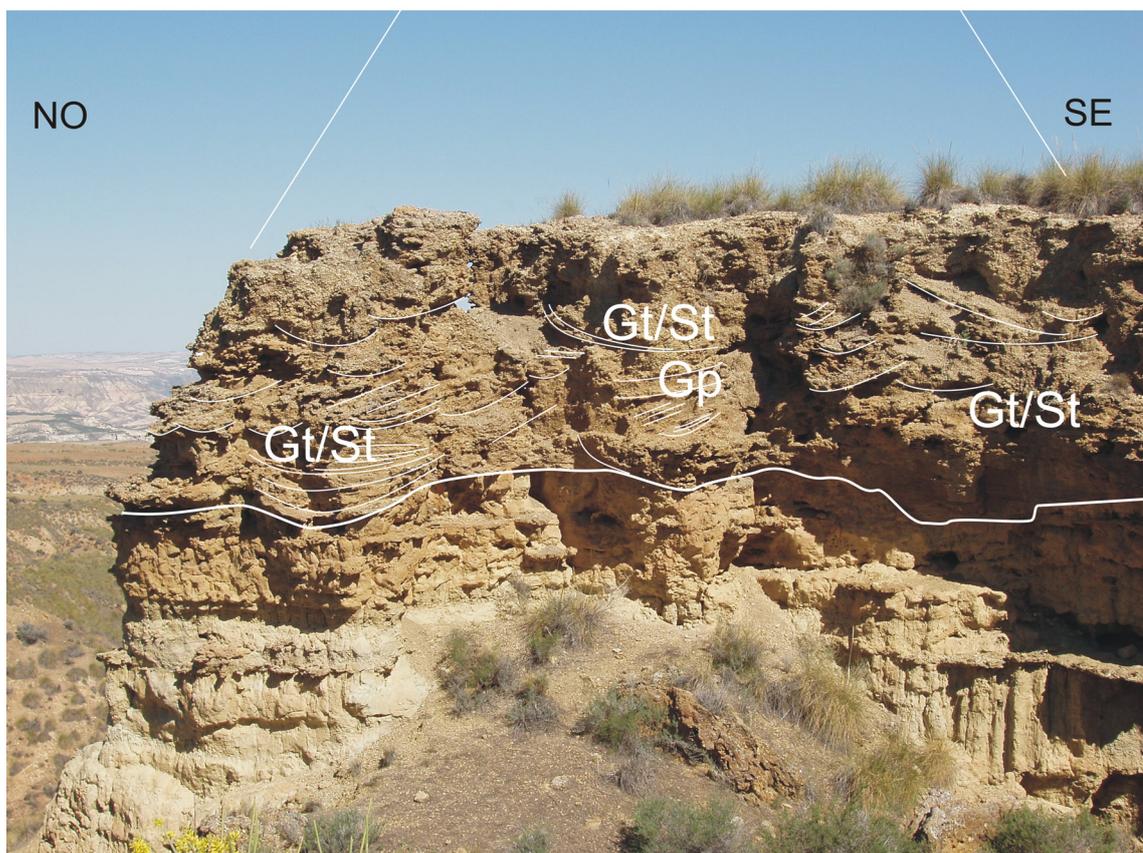


Figura III.8. Vista parcial de un elemento de tipo SCa (canales amalgamados), en la que se aprecian los sets de arenas y gravas finas con estratificación cruzada en artesa (Gt/St).

Figure III.5. Partial view of a SCa element (amalgamated or multistorey channels), in which the sets of sands and fine gravels with trough (Gt/St) cross-bedding can be observed.

Cuando están bien desarrollados, estos canales tienen una morfología característica, la base en forma de V escalonada, con la presencia de cuerpos conglomeráticos laminares o plano-convexos hacia arriba a ambos lados, cada vez más extensos hacia el techo del relleno de canal (Fig. III.9). La organización secuencial más característica es de tipo granocreciente (CU), y predominan las litofacies simples Gcm (ocasionalmente presentan imbricación de clastos, Gi) y Gh (conglomerados clastosoportados que presentan estratificación horizontal o planar de bajo

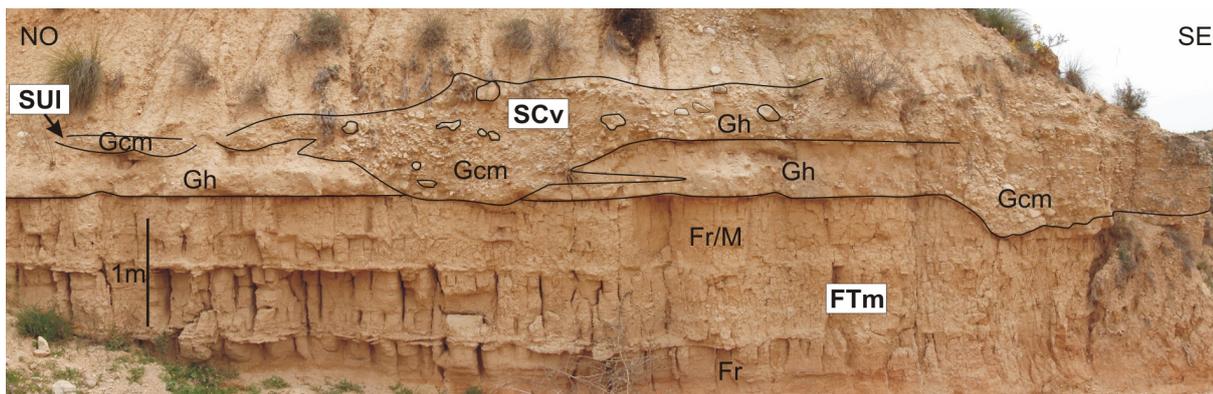


Figura III.9. Canal en V con alas de desbordamiento (SCv) en la sección M-2. En la fotografía se señala también la presencia de una lente plano-convexa (SUI) y del paquete lutítico-margoso (FTm) infrayacente.

Figure III.9. V-shaped channel with overbank wings (SCv) in section M-2. The presence of a plane-convex lens (SUI) and the underlying lutite-marly bed (FTm) is also pointed out in the photograph.

ángulo).

Interpretación

Estos cuerpos, ya descritos por Viseras (1991) en sedimentos del STE, se interpretan como canales que se encajan en la llanura de inundación por un descenso del nivel de base local (lacustre). Son canales en los que, tras la erosión y el encajamiento iniciales, se genera una interfaz de compromiso entre la tasa de agradación del canal y la tasa de agradación de la llanura lutítica sobre la que se desarrolla el mismo. Esto explica la aparición de capas de sedimento fino intercaladas en el cuerpo conglomerático. Estos canales poseen una tasa de agradación vertical muy importante, como consecuencia de una acumulación vertical muy rápida en la llanura lutítica. En momentos en que la tasa de agradación de la llanura lutítica supera a la del canal, la anchura del canal disminuye, y cuando el canal vuelve a tener un mayor aporte de sedimento, se desborda sobre la llanura lutítica, generando unos lóbulos de desbordamiento que por su relación geométrica con el depósito canalizado fueron denominados por Viseras (1991) y Fernández *et al.* (1993) como “alas”. Esta morfología varía ligeramente según la distalidad.

Los ejemplos observados de este tipo de canales en el área estudiada presentan un encajamiento relativamente débil y desarrollan las alas desde una posición muy próxima a su base (Fig. III.9). Esto da lugar a cuerpos muy continuos lateralmente (hasta 20 m, incluidas las alas más extensas) pero con una potencia que no supera en ningún caso los 2 m.

La mayor parte de estos canales aparecen en la zona Norte del sector en estudio, en facies del STE. Siguiendo las observaciones de Viseras (1991) relativas a los cambios morfológicos en función de la distalidad, los datos de campo obtenidos hacen pensar que se trata de una zona relativamente proximal del STE dentro del área estudiada, lo cual está apoyado por el hecho de que las secuencias granocrecientes hacia arriba (CU) no se distinguen de forma clara, y por la aparición dentro del relleno de los canales de clastos de importante tamaño que no encajan en



Figura III.10. Diversas secciones de un complejo canaliforme pseudotabular (SCp) en el perfil PB-4.
 Figure III.10. Several sections of a pseudotabular channelled complex (SCp) in the stratigraphic profile PB-4.

absoluto en la evolución secuencial. Estos cuerpos están especialmente bien representados en la parte media del perfil M-2 (Anexo 9).

III.3.1.5. Complejos canaliformes pseudotabulares (SCp)

Descripción

En el sector en estudio se han reconocido varios cuerpos canaliformes, con morfología pseudotabular (Tabla III.3.A), con una potencia que alcanza los 3 m y una extensión lateral hectométrica (hasta 250m), lo que hace posible encuadrarlos dentro de la categoría de depósitos tipo *sheets* estrechos o “*narrow sheets*” de Gibling (2006) (ratio media W/T entre 15 y 100).

Su base es erosiva, y la asociación de facies más común está representada por los litotipos Gla, Gcm/Gh, Gp/Sp y Gt/St (Fig. III.10). Predominan los sets de acreción lateral, que suelen tener una potencia de entre 5 y 10 cm, y en algunos se aprecia granoclasificación normal. Es frecuente la aparición dentro de los sets de acreción lateral (Gla) de clastos imbricados (Gi) pendiente arriba respecto a la estratificación. Aparecen intercalados entre los sets de acreción lateral algunos cuerpos lenticulares, con estratificación cruzada en artesa (Gt/St). El tamaño de grano predominante son las gravas, que en general no suelen superar los 10 cm (*cobble*). Estos cuerpos aparecen de forma exclusiva en los materiales del STI.

Interpretación

Estos elementos encajan en la descripción que realizó Viseras (1991) en su Tesis Doctoral de unos depósitos canalizados a los que él denominó “complejos canaliformes pseudotabulares”, nombre que se ha utilizado también en este trabajo.

Según Viseras (op. cit.), estos cuerpos se interpretan como el resultado de la sedimentación en el margen de un canal que se desplaza lateralmente. Las litofacies Gla representarían los *backsets* de barras de tipo digitado que se acumularían en dicho margen, mientras que los litotipos Gp/Sp representarían el *foreset*. Los cuerpos lenticulares (Gt/St) corresponderían al relleno del canal interno que queda entre la barra y el margen de acreción. Este tipo de cuerpos aparecen bien representados en los perfiles FPB-4 (Anexo 2) y FSCC-1 (Anexo 5).

III.3.1.6. Cuerpos tabulares (SUt)

Descripción

Son elementos de geometría pseudotabular, base irregular y techo plano o suavemente convexo, que presentan una continuidad lateral hectométrica, y una potencia que oscila entre los 1,5 y los 5 m (Tabla III.3.B). Según la clasificación propuesta por Gibling (2006), su ratio

W/T media aproximada los enmarcaría dentro del tipo *sheet* estrecho o “*narrow sheet*” (W/T entre 15 y 100).

Sus litofacies características son Gcm y Gh, con la presencia ocasional de un nivel de trama abierta (Gos) a techo del cuerpo.

Estos elementos, que en conjunto tienen una geometría de tipo lobular, están formados internamente por una serie de capas superpuestas, convexas hacia arriba (Fig. III.11). La secuencia de segundo orden suele ser de tipo CU, integrada por secuencias de primer orden CU, que corresponden a cada una de las fases o capas de agradación vertical.

Interpretación

Estos cuerpos tabulares ya fueron descritos con el mismo nombre por Viseras (1991) para las facies de abanico deltaico del STE. Siguiendo los criterios de trabajos previos (Viseras, 1991; Fernández *et al.*, 1993), se interpretan como pequeños deltas construidos al interceptar los canales del abanico aluvial el cuerpo de aguas quietas.

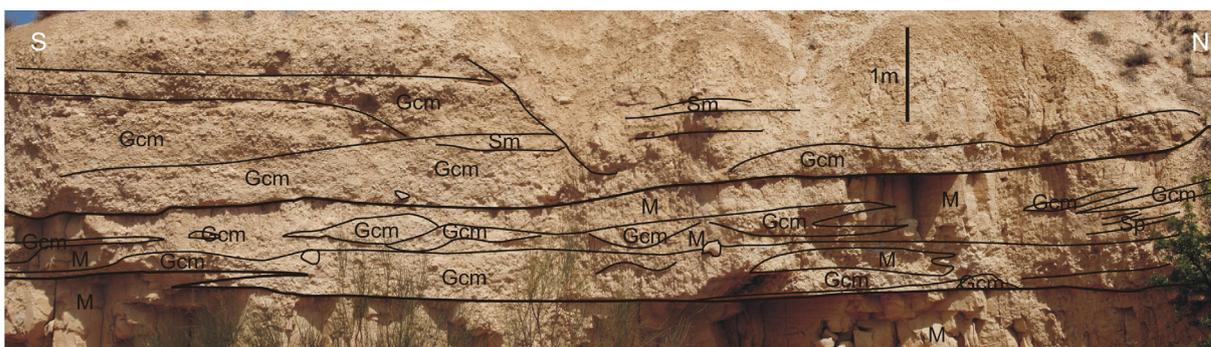


Figura III.11. Cuerpo tabular (SUt) en el perfil estratigráfico M-2. Sus facies están dominadas por el litotipo Gcm (gravas masivas clastosoportadas), que se intercalan con litofacies arenosas masivas (Sm) y con litofacies margosas (M).

Figure III.11. Tabular body (SCp) in the stratigraphic profile M-2. Its facies correspond mainly to the Gcm lithotype (massive clast-supported gravels), which appear intercalated with sandy massive lithofacies (Sm) and marly lithofacies (M).

En estos cuerpos se producen diferencias geométricas entre aquellos que se sitúan en zonas más proximales del abanico y los que se encuentran en una posición más distal (Viseras, 1991). En el sector estudiado aparecen varios ejemplos en los perfiles G-1, M-2, M-9 y M-3-5 (Anexos 8 a 11), siempre en facies del STE, que muestran una geometría muy tabular y presentan en su base una serie de irregularidades que corresponden a *groove casts*, estrechas y no demasiado profundas. Siguiendo los criterios propuestos por Viseras (1991), estos elementos indican una posición relativamente proximal dentro de la amplia franja de conexión del aparato aluvial con el cuerpo de aguas quietas, ya que los cuerpos más distales deberían presentar una

morfología global más triangular, y las canalizaciones más anchas y profundas.

III.3.1.7. Capas de brechas (SUB)

Descripción

Estos cuerpos presentan una morfología tabular, con una potencia que oscila entre 20 cm y 1 m, y una extensión lateral decamétrica (Tabla III.3.B), por lo que estarían en el límite entre los cuerpos de tipo *sheet* estrecho (W/T de 15 a 100) y *sheet* ancho (W/T de 100 a 1000) propuestos por Gibling (2006).

Están formados por clastos angulosos de tamaño *pebble* (4-64mm), siendo el tamaño medio de los clastos de unos 5 cm de diámetro. Alternan las fábricas masivas clastosoportadas (Gcm, Goa) con fábricas matrizsoportadas (Gmm), en las que la matriz es lutítica a margosa (Fig. III.12). Es frecuente un enriquecimiento en carbonato hacia techo, apareciendo los clastos del techo cubiertos por carbonatos laminares y la matriz más

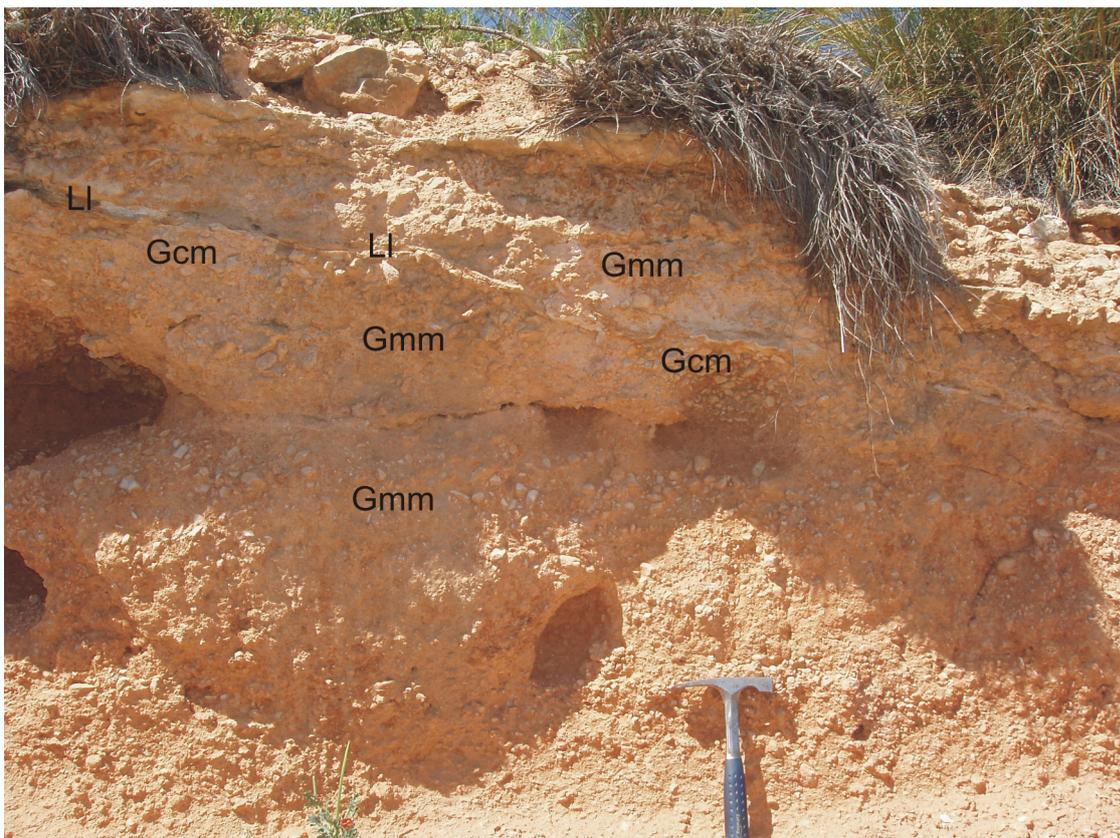


Figura III.12. Alternancia de fábricas clastosoportadas (Gcm) y matrizsoportadas (Gmm) en una capa de brechas (SUB) en el perfil M-9.

Figure III.12. Alternating clast-supported (Gcm) and matrix-supported (Gmm) breccias within a breccia body (SUB) in profile M-9.

cementada.

Interpretación

Las capas de brechas, que aparecen en la zona norte del sector en estudio, en facies del STE, se interpretan según otros ejemplos similares descritos en la bibliografía (Miall, 1996) como flujos de derrubios (*debris flow*) con distintos grados de cohesividad, con un mayor o menor lavado de matriz (fábricas clastosoportadas y matrizsoportadas respectivamente). Estos flujos de derrubios corresponderían a depósitos proximales de abanicos aluviales. Ejemplos de este tipo de elementos (Fig. III.12) se observan en la parte alta de los perfiles M-2 (Anexo 9) y M-9 (Anexo 10), en facies del STE.

III.3.1.8. Lentes plano-convexas (SUI)

Descripción

Estos cuerpos presentan una morfología lenticular, con base plana y techo convexo hacia arriba. En el área estudiada, su potencia suele ser menor de 50 cm, y su continuidad lateral es variable, desde 5 a 20 m (Tabla III.3.B). Son unos niveles constituidos por facies Gcm, que

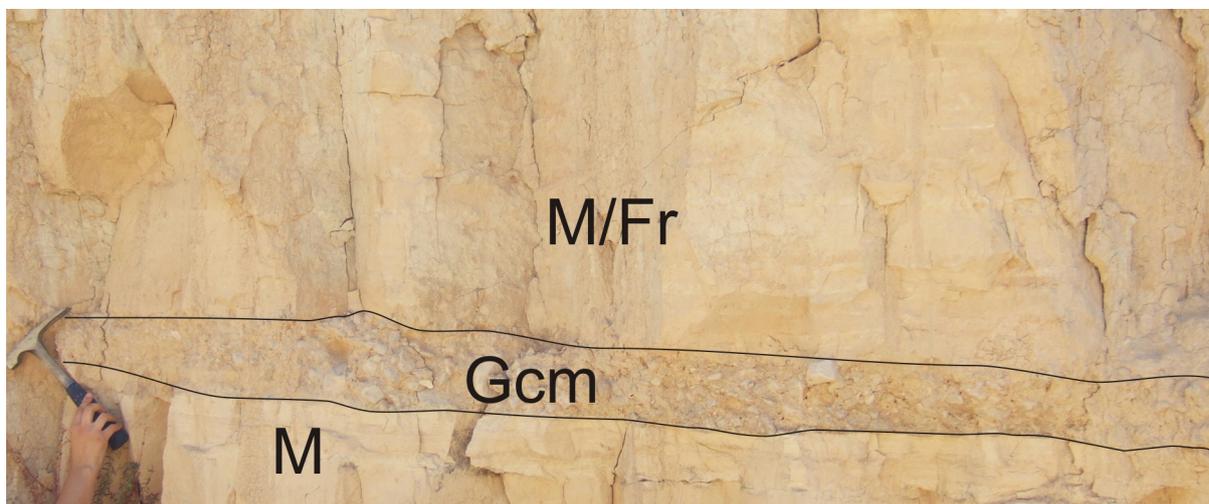


Figure III.13. Lente plano-convexa (SUI) en la que se localiza el yacimiento arqueológico M-2.

Figure III.13. Flat-convex lens (SUI) in which M-2 archeologic site appears.

se organizan en una secuencia granocreciente de segundo orden (Fig. III.9, Fig. III.13).

Interpretación

Estos cuerpos aparecen sólo en facies del STE, y se interpretan según los criterios propuestos por Viseras (1991) como lóbulos de desbordamiento o “alas” de canales en V, pero en casos en los que la conexión con el canal no se puede reconocer. Un buen ejemplo es la capa

en la que se ha localizado el yacimiento M-2 (Anexo 9).

III.3.1.9. Paquetes lutítico-margosos (FTm)

Descripción

Constituyen el tipo de elemento arquitectónico más abundante en la zona norte del sector estudiado, en el STE. Las lutitas y las margas aparecen asociadas lateral y verticalmente en el

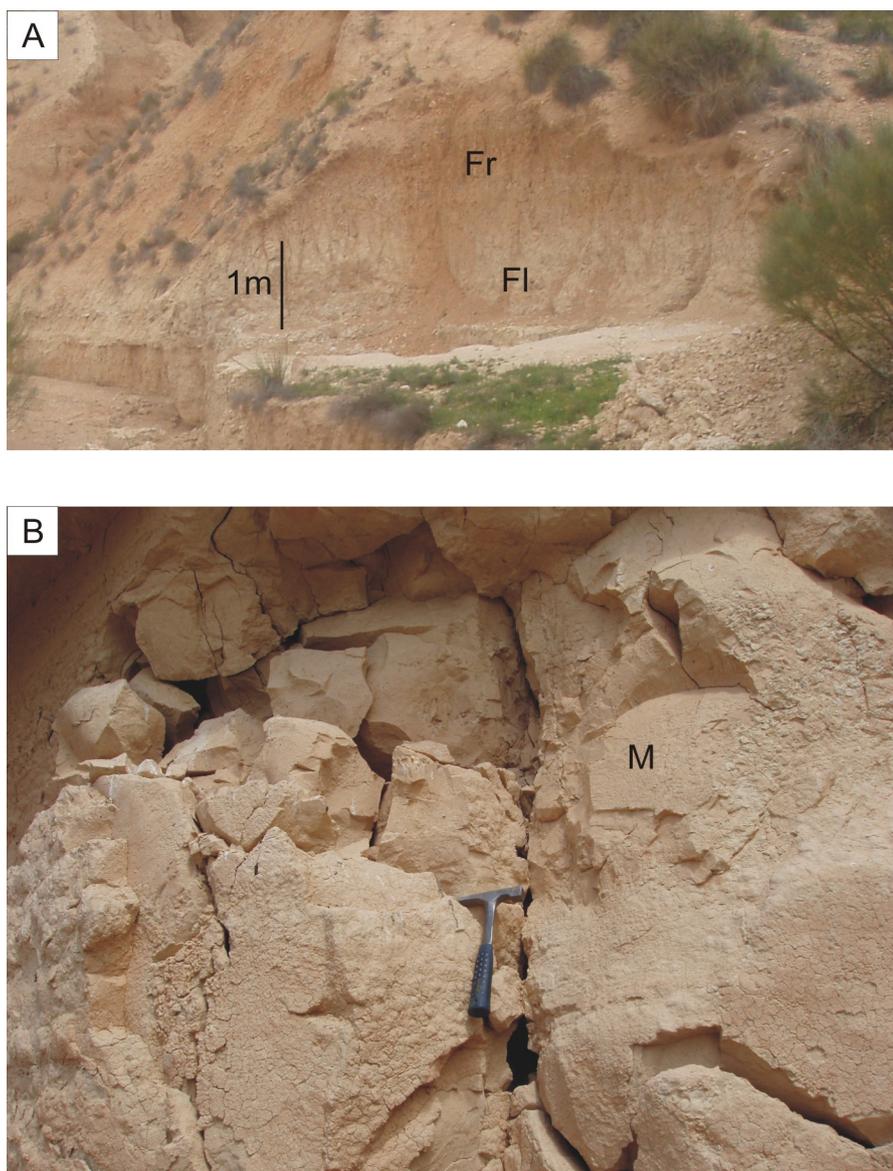


Figura III.14.(A) Evolución de facies lutíticas (Fl-Fr) en los paquetes lutítico-margosos (FTm) en la columna G-1. (B) Detalle de facies margosas (M) en los paquetes lutítico-margosos (FTm) en el perfil M-2.

Figure III.14. (A) Evolution of lutite facies (Fl-Fr) in the lutite-marly beds (FTm) in section G-1.(B) Marly facies (M) within lutite-marly beds (FTm) in profile M-2.

sector, y aparentemente no presentan un patrón de distribución determinado.

Los paquetes lutíticos y margosos son niveles con morfología tabular, que tienen potencia de entre 50 cm y 8 m y alcanzan una extensión lateral de rango hectométrico (Tabla III.3.B), por lo que estarían comprendidas en el rango del tipo *sheet* estrecho de Gibling (2006) (W/T entre 15 y 100), pero sus dimensiones hacen muy difícil calcular de forma precisa su ratio W/T.

Cuando predominan las facies lutíticas, éstas suelen presentar una evolución vertical que va de Fl a Fr, lo que generalmente va acompañado de un cambio en el color del sedimento de blanco a salmón y finalmente a rojo (Fig. III.14.A). Los paquetes de carácter más margoso (litofacies M) presentan frecuentemente motas oscuras de origen orgánico (restos de carbón) (Fig. III.14.B).

Interpretación

Siguiendo los criterios de Viseras (1991), estos paquetes lutíticos y margosos se atribuyen a facies distales de abanico aluvial que conectan con una llanura lutítica en la que se produce alternancia subaérea-subacuosa, interpretado por la evolución en la coloración de blanco (fase de encharcamiento) a rojo (fase de emersión y oxidación) de las litofacies lutíticas (Kraus y Hasiotis, 2006). En los perfiles G-1, M-2, M-9 y M-3-5 (Anexos 8 a 11) existen buenos ejemplos de estas facies.

III.3.1.10. Capas arenoso-arcillosas grises (FTg)

Descripción

Estos elementos arquitectónicos predominan en la zona oeste del sector en estudio. Están formados por capas tabulares marrón-grisáceas (Fig. III.15.A), masivas (con presencia de una ligera laminación horizontal en algunas zonas) y poseen una continuidad lateral hectométrica a kilométrica y un espesor que oscila entre los 10 cm y los 8 m (Tabla III.3.B). Según la clasificación de Gibling (2006), estos cuerpos se podrían clasificar como de tipo *sheet* estrecho a ancho (W/T entre 15 y 1000).

La granulometría de estos cuerpos varía entre arena gruesa y arcilla (So, Fo/Fb). La aparición de la coloración amarillo-naranja-rojo en estas unidades suele estar asociada a la presencia de óxidos metálicos y nódulos de hierro, que generan un moteado característico, y que en ocasiones aparecen rellenando moldes de raíces (Fig. III.15.B). En algunas zonas se aprecia una coloración azulada, que suele estar asociada a la presencia de gasterópodos.

Interpretación

Las unidades arenoso-arcillosas, que fundamentalmente aparecen en facies del SA,

pueden interpretarse como depósitos de acreción vertical propios de una llanura de inundación (Nanson y Croke, 1992), correspondiendo los sedimentos de grano más grueso a zonas de la llanura más próximas a pequeños canales. Los sedimentos más finos, en los que aparecen frecuentemente huellas de raíces y en ocasiones malacofauna, se atribuyen a áreas ricas en vegetación más distales respecto a los canales. Estos materiales podrían incluir también depósitos palustres siliciclásticos (litofacies Fb), aunque se requieren estudios más detallados

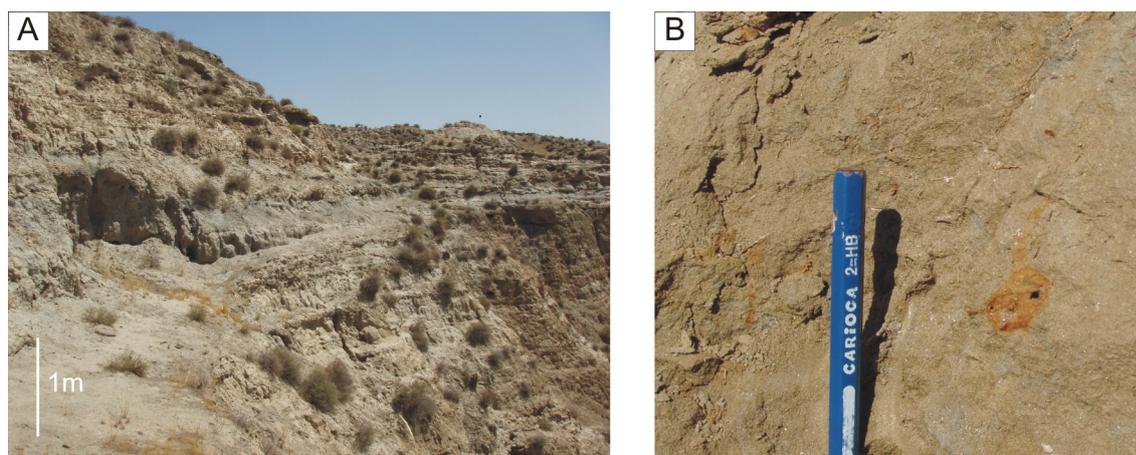


Figura III.15. (A). Capas arenoso-arcillosas grises (FTg) en la zona occidental del sector estudiado. (B) Óxidos de hierro rellenando moldes de raíces en facies So en capas arenoso-arcillosas grises (FTg) en el perfil FPB-4.
Figure III.15.(A). Grey sandy-clay beds (FTg) in the western zone of the study area. (B) Iron oxide filling root molds in facies So in grey sandy-clay beds (FTg) in the stratigraphic profile FPB-4.

para confirmar esta idea.

La frecuente presencia del moteado amarillo-rojizo, asociado con rizolitos se interpreta como la removilización del hierro debida a procesos de oxidación-reducción, relacionados con condiciones de un drenaje insuficiente en un paleosuelo (Klappa, 1980; Kraus y Hasiotis, 2006). Debido a que no se ha identificado ningún perfil de paleosuelo totalmente desarrollado en facies del SA, los que aparecen en estas capas arenoso-arcillosas se han interpretado como paleosuelos inmaduros pobremente drenados (Pla-Pueyo *et al.*, 2009). Esta interpretación es coherente con los ejemplos que se pueden encontrar en la bibliografía (Kraus y Aslan, 1993; Kraus y Gwinn, 1997; Kraus, 1998, 1999; Kraus y Hasiotis, 2006, entre otros). En los paleosuelos estudiados en la Cuenca de Bighorn (Kraus y Gwinn, 1997) se muestra cómo su madurez y sus condiciones hidromórficas pueden depender del tamaño de grano y por tanto de la distancia respecto a la fuente local de sedimento (Kraus, 1999). En el sector de la cuenca estudiado, la escasez de cuerpos de tamaño de grano grosero probablemente implica una posición relativamente distal respecto al aporte principal de sedimentos de la llanura de inundación, lo que favorecería la acumulación de sedimentos de tamaño de grano fino, tales como arcillas, poco permeables, y llevaría a la formación de paleosuelos grises, inmaduros y pobremente drenados (Kraus y

Hasiotis, 2006).

III.3.1.11. Capas arenoso-arcillosas rojas (FTr)

Descripción

Estos cuerpos tabulares, muy continuos lateralmente (extensión kilométrica) y con una potencia que oscila entre 10 cm y 8 m (Tabla III.3.B), pertenecerían al tipo *sheet* ancho propuesto por Gibling (2006), con una ratio W/T media comprendida entre 100 y 1000.

En estas capas, que presentan una característica coloración rojiza a ocre, predominan las litofacies arenoso-arcillosas (litofacies Sm, Fl, Fr) masivas o con laminación horizontal, con presencia de rizohalos de colores gris a blanco (Fig. III.16), y en ocasiones de nódulos de carbonato de pequeño tamaño (<2 cm de diámetro).

Interpretación

Estas facies se interpretan como zonas de la llanura de inundación en la que se están formando paleosuelos bien drenados, siguiendo otros ejemplos en la literatura (Kraus y Aslan, 1993; Schwertmann, 1993; Kraus y Hasiotis, 2006, entre otros).

El color rojo se atribuye a la presencia de hematites (confirmada al realizar los análisis de paleomagnetismo en estos materiales) (Garcés y Beamud, 2008), que conjuntamente con los nódulos de carbonato estaría indicando unas condiciones de oxidación elevada y de drenaje moderado (Kampf y Schwertmann 1982; Schwertmann, 1993). La presencia relativamente abundante de rizohalos grisáceos se interpreta como el resultado de los procesos de reducción generados en torno a las raíces de las plantas que colonizaban la llanura de inundación edafizada (Kraus y Hasiotis, 2006). Buenos ejemplos de estos paleosuelos arenoso-arcillosos bien drenados



Figura III.16. Rhizohalos grises en capas arenoso-arcillosas rojas (FTr) en el perfil FPB-4.

Figure III.16. Grey rhizohalos within sand-clay red beds (FTr) in the stratigraphic profile FPB-4.

pueden observarse en los perfiles BB-1, FBP-1 y AN-1 (Anexos 1, 2 y 13 respectivamente).

III.3.2. ELEMENTOS CARBONATADOS

III.3.2.1. Cuerpos carbonatados palustres (CPm)

Descripción

Estos cuerpos presentan una morfología lenticular a tabular, con una potencia que oscila entre los 5 cm y los 50 cm y una continuidad lateral que puede ser desde métrica a kilométrica en algunos casos (Tabla III.3.C). En algunas zonas aparecen superpuestos en la vertical, formando paquetes de 2-3 m de potencia, separados por superficies netas subhorizontales.

A partir del estudio detallado de 204 muestras de mano y 231 láminas delgadas al microscopio óptico, resultado del muestreo en los perfiles FPB-4, FP-1, FSCC-1 y FBP-SVY-1 (Anexos 2, 4, 5 y 6) se ha identificado el conjunto de litofacies carbonatadas que conforman estos elementos (Cm, Co, Cr, Cs, M, Lo, Ln, Lg y en casos muy concretos, Tp/To y C), cuya petrografía está descrita en las tablas III.2.D, III.2.E y III.2.F.

Normalmente en estos elementos arquitectónicos el contenido en carbonato aumenta hacia la parte alta del cuerpo, de forma que a la base suelen encontrarse las litofacies más lutíticas (Fo-Cs/Cm/Co/Cr) y hacia techo las más carbonatadas (M-Lo, Ln, Lg). La transición de las litofacies lutíticas a las carbonatadas suele ser gradual, pero en ocasiones es muy rápida, con lo que no aparecen las litofacies M. En aquellos cuerpos proporcionalmente más carbonatados, es frecuente la ausencia de las litofacies con mayor contenido en siliciclásticos (Cs) y una disminución de la proporción de calcilitas, siendo las litofacies margosas las que aparecen predominantemente a la base de las secuencias. El contacto entre el carbonato que marca el techo de estas secuencias y el nivel suprayacente suele ser neto, por lo que podrían calificarse de expansivas (Arribas *et al.*, 1988).

La evolución lateral normal de estas litofacies suele ser un paso gradual de las facies siliciclásticas (So/Fo) a facies carbonatadas (Cs/Cr-Cm/Co/Lo) y de nuevo a facies siliciclásticas (Fig. III.17.A). Esta variación puede producirse en una extensión lateral desde 2 o 3 m, donde generalmente no llegan a aparecer las litofacies más carbonatadas, hasta extensiones cercanas al Km (Fig. III.17.B). En algunos casos las litofacies lutíticas, calcilitíticas y algunas carbonatadas presentan altibajos en la proporción siliciclásticos/carbonatos a lo largo del cuerpo.

Cuando se trata de cuerpos de extensiones que superan el kilómetro, se pueden observar dos situaciones diferentes. Aquellos cuerpos que aparecen aislados unos de otros (Fig. III.18.A) presentan los mismos rasgos que los cuerpos con menor extensión, aunque sus litofacies suelen ser más carbonatadas en líneas generales (Lo, Ln, Lg) y es más difícil observar la transición a facies Cs/Cr y So/Fo.

En el caso de los cuerpos que aparecen acumulados en la vertical, formando paquetes de

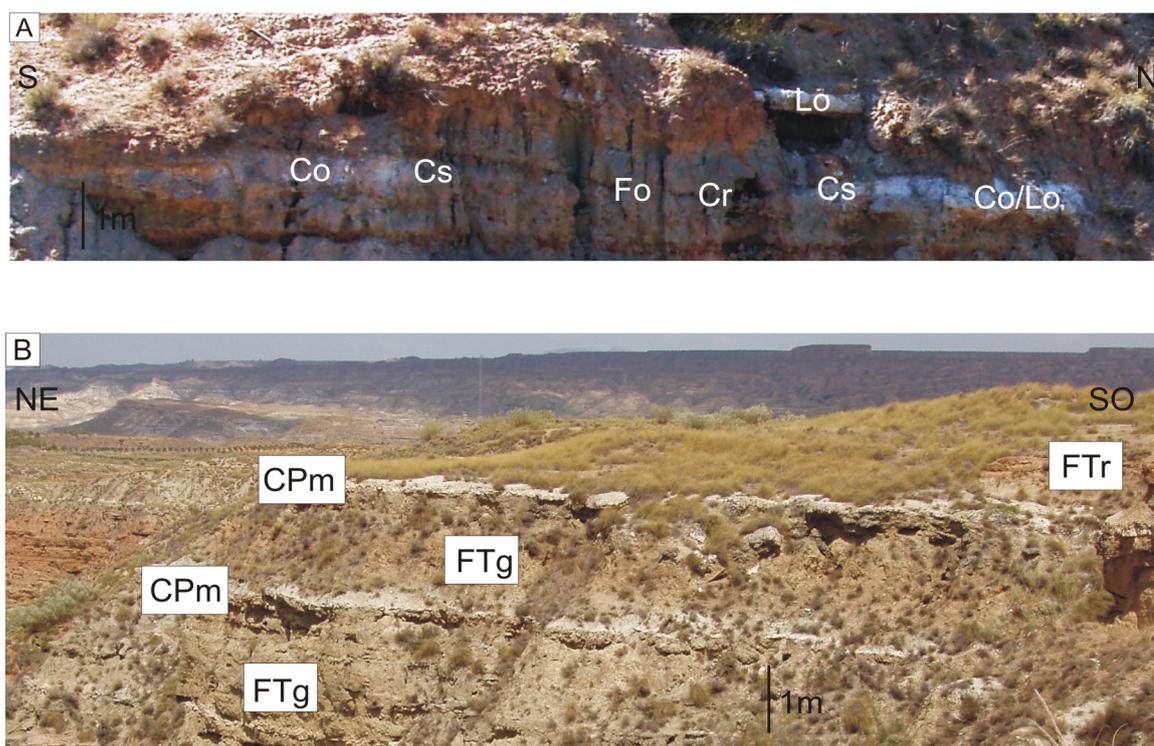


Figura III.17. Cuerpos carbonatados palustres (CPm) de extensión lateral inferior a 1Km en el sector en estudio. (A) Evolución lateral de facies lutíticas (Fo) a facies con un mayor contenido en carbonato (Cs, Cr, Co, Lo). (B) Ejemplo de dos cuerpos carbonatados palustres (CPm) asociados a los sedimentos finos de llanura de inundación (FTg).

Figure III.17. Carbonate palustrine bodies (CPm) with a lateral extension lower than 1Km. (A) Lateral facies evolution from lutites (Fo) to facies with a higher carbonate content (Cs, Cr, Co,Lo). (B) Example of two carbonate palustrine bodies (CPm) associated to the fine sediments of the floodplain (FTg).

hasta 3 m de potencia, las litofacies dependen de la zona en que aparezcan estas acumulaciones. La acumulación carbonatada que aparece en la base del perfil estratigráfico FBP-SVY-1 (Anexo 6) presenta fundamentalmente litofacies del tipo M, Lo, Ln y Lg, con presencia ocasional de litofacies Fb, Tp y To, y se puede observar como hacia el sur las facies carbonatadas pasan progresivamente a las facies Fo/So de llanura de inundación (Fig. III.18.B).

En los paquetes de calizas y margocalizas que aparecen en la parte alta de la mayoría de los perfiles de la zona oriental (T-1, FP-1, FSCC-1, FBP-SVY-1 y G-1, anexos 3, 4, 5, 6 y 8 respectivamente) también existe una presencia más acusada de las litofacies predominantemente carbonatadas (Lo, Ln), pero el grado de edafización que alcanzan es en general algo menor (no se han identificado las litofacies Lg) y las litofacies más lutíticas (Cs) y tobáceas (Tp, To) no suelen estar presentes (Fig. III.18.C).

Dentro de estos cuerpos carbonatados palustres aparecen, de manera puntual, intercalaciones de niveles ricos en materia orgánica (litofacies C) muy finos (<5cm), que lateralmente no sobrepasan los 2 m de extensión.



Figura III.18. Ver explicación en la siguiente página.
Figure III.18. See figure caption in next page.

En cuanto a los restos de organismos fósiles, las litofacies representativas de estos elementos son en general bastante pobres tanto en fauna, mostrando ocasionalmente restos de ostrácodos y gasterópodos, como en flora. Hasta la fecha no se ha identificado ningún resto perteneciente a caráceas durante el estudio de las láminas delgadas. Los únicos restos de origen vegetal aparecen en forma de litofacies tobáceas, bastante escasas dentro de estos cuerpos.

Interpretación

Las litofacies lutíticas finas y carbonatadas que caracterizan estos elementos arquitectónicos (Tablas III.2.D y III.2.E) se interpretan como facies finas depositadas por decantación/ precipitación en un cuerpo de aguas quietas y que han sufrido diferentes grados de alteración pedogénica (Freytet y Verrecchia, 2002) por la desecación parcial o total del cuerpo y la consecuente exposición subaérea (Pla-Pueyo *et al.*, 2007b, 2007c, 2009).

Siguiendo los criterios de Alonso-Zarza (2003), las litofacies con menor grado de alteración corresponderían a aquellas que conservan prácticamente intactos los rasgos del depósito original por su precipitación bajo lámina de agua (Cs, Cm). Conforme aumenta el grado de alteración edáfica empiezan a aparecer rasgos tales como huellas de raíces, *mottling* o marmorización (Co, Lo), nodulización (Ln), y si el grado de alteración es elevado, pueden llegar a mostrar rasgos tales como la granificación o el pseudo-microkarst (Lg) (Alonso-Zarza *et al.*, 1992a; Alonso-Zarza, 2003).

En cuanto a las litofacies Cr (raíces cementadas por carbonato), aunque generalmente las rizocrecciones se asocian a calcretas (Klappa, 1980; Wright y Tucker, 1991; Alonso-Zarza, 2003;), también se conoce de la existencia de mallas de raíces calcificadas asociadas a secuencias palustres (Wright y Platt, 1995), como es el caso en el presente trabajo. A partir de análisis isotópicos se sabe que los carbonatos en ambientes palustres tienen orígenes diversos (Wright y Platt, 1995), siendo mayoritariamente biogénicos, pero con contribuciones adicionales de las aguas subterráneas que varían estacionalmente y con la influencia de los procesos de iluviación del suelo. La presencia de rizocrecciones (litofacies Cr) asociadas a sedimentos palustres sugiere que la vegetación en estos contextos juega un papel en la concentración de carbonato derivado de las aguas subterráneas, tal y como sucede en los humedales estacionales actuales (Platt y Wright, 1992; Wright y Platt, 1995).

Figura III.18. (Página anterior) Cuerpos carbonatados palustres (CPm) de extensión lateral superior a 1Km apilados en la vertical en el sector en estudio. (A), (B) y (C). Diferentes vistas de los niveles carbonatados en la parte baja del perfil FBP-SVY-1. (D). Niveles palustres apilados verticalmente en la parte alta del perfil FBP-SVY-1.

Figure III.18. (Previous page) Carbonate palustrine bodies (CPm) vertically stacked with a lateral extension higher than 1Km in the study area. (A), (B) and (C), different views of carbonate beds in the lower part of profile FBP-SVY-1. (D). Palustrine stacked beds in the upper part of profile FBP-SVY-1.

Para la interpretación de estos elementos arquitectónicos se ha comparado con análogos actuales que presentan rasgos similares, como son algunos subambientes de las Everglades de Florida (Platt y Wright, 1992) o los depósitos de las Tablas de Daimiel (Alonso-Zarza, 2003; Alonso-Zarza *et al.*, 2004), y con ejemplos clásicos de la bibliografía, como pueden ser los carbonatos de la región del Languedoc en Francia (Freytet, 1973; Freytet y Plaziat, 1982) o los diversos depósitos de carbonatos palustres que aparecen en distintos puntos de la geografía española (Cabrera *et al.*, 1985; Gierlowski-Kordesch y Janofske, 1988; Calvo *et al.*, 1989; Platt, 1989a, 1989b; 1991; Alonso-Zarza *et al.*, 1992a, 1992b; Alonso-Zarza y Calvo, 2000). También se han usado como referencia los estudios previos realizados en facies carbonatadas en la Cuenca de Guadix (Arribas *et al.*, 1988; Soria y Fernández, 1989; García-Aguilar, 1997; García-Aguilar y Soria, 1986-1987).

Todas las características descritas permiten interpretar estos elementos como carbonatos palustres depositados en cuerpos de agua someros en zonas encharcadas de la llanura de inundación (Pla-Pueyo *et al.*, 2007b, 2007c, 2009). El tipo de subambiente sería quizá comparable a las charcas estacionales descritas por Platt y Wright (1992), en las que se produce emersión de forma regular cuando el nivel freático baja (estación seca), y en las que la mayor parte del carbonato se forma como resultado de la precipitación inducida biogénicamente por cianobacterias o algas durante las épocas de nivel del agua alto. Variaciones importantes del nivel freático harían que estas charcas se desecaran ocasionalmente (Alonso-Zarza, 2003), favoreciendo la precipitación inorgánica y llevando a la modificación y nodulización del carbonato primario por la colonización por plantas (acción de las raíces) y la desecación (Platt y Wright, 1992).

Cuando se definieron por primera vez los carbonatos palustres como tales (Freytet, 1973, 1984), éstos se interpretaban como márgenes de zonas lacustres en los que las oscilaciones del nivel del lago provocaban exposición subaérea frecuente. Platt y Wright (1992) reinterpretaron las calizas palustres como los depósitos de “*marshes*” (humedales sin árboles, en los que la abundante vegetación está compuesta fundamentalmente por plantas herbáceas) carbonatados muy someros y muy extensos, y no sólo como las facies de orla lacustre pedogénicamente modificadas. Teniendo en cuenta la extensión y potencia medios de estos elementos arquitectónicos en el sector estudiado, la ausencia de facies puramente lacustres, y la distribución homogénea de los rasgos palustres dentro de los cuerpos de carbonato (no limitados a la parte más superficial del depósito), parece la interpretación más plausible que el depósito no se produjera asociado a cuerpos lacustres perennes, sino en charcas efímeras someras, muy extensas en algunos momentos, que se desecarían a menudo, tal vez estacionalmente, como se muestra en otros ejemplos en la bibliografía (Wright, 1999; Platt y Wright, 1992; Alonso-Zarza, 2003, entre otros). Los carbonatos que aparecen apilados en la parte alta de los perfiles de la zona oriental se interpretan como secuencias palustres acumuladas verticalmente, formadas durante períodos de relativa permanencia de cuerpos de agua muy extensos, pero someros,

en la llanura de inundación. La ausencia de facies con un contenido relativamente elevado en intraclastos siliciclásticos se atribuye a que en zonas encharcadas del tamaño que se describe, los aportes siliciclásticos posiblemente quedarían limitados a las orillas, de forma que los clastos más gruesos no alcanzarían mucha distancia respecto al canal que los transportase. Una mayor distalidad respecto al canal principal del SA explicaría un menor aporte de material siliciclástico a la zona oeste de la cuenca, y permitiría un predominio de los depósitos carbonatados. Los datos de que se dispone apuntan a esa posibilidad, aunque la erosión de la red de drenaje actual sobre los materiales de la zona central del sector en estudio hace muy difícil demostrarla. Esta interpretación sería válida también para aquellos niveles que aparecen en la base del perfil FBP-SVY-1, con la salvedad de que su carácter sería más efímero, pues la presencia de pseudo-microkarst y granificación indica elevada exposición subaérea (Freytet y Verrecchia, 2002, Alonso-Zarza *et al.*, 1992a; Alonso-Zarza, 2003) y de que probablemente estuvieron relacionados con ambientes tobáceos, de los que sólo queda registro por los niveles detríticos con oncoides y fitoclastos que aparecen intercalados.

Platt y Wright (1992) proponen un índice de exposición subaérea para carbonatos continentales a partir de la medición de las variaciones hidrológicas en las Everglades (Florida), donde las fluctuaciones del nivel freático son estacionales, y las estructuras sedimentarias desarrolladas reflejan la proporción de tiempo que han pasado emergidas. El índice se calcula a partir del porcentaje anual de días en que un terreno seco está expuesto. En las Everglades, con un clima sub-húmedo, las charcas o lagos estacionales permanecen inundadas entre 100 y 250 días al año, lo que correspondería a un índice de exposición de entre el 30% y el 70%. Como los propios autores proponen, al comparar las facies de depósitos palustres antiguos con esta escala, se podría estimar el índice de exposición subaérea. Si se utiliza el gráfico proporcionado por Platt y Wright (1992), partiendo de los rasgos más abundantes que presentan las facies presentes en los cuerpos carbonatados, el índice de exposición varía del 0% (presencia de niveles de carbón) al 90% (presencia de pseudo-microkarst) en función de la localización de dichos cuerpos en el sector estudiado y del sistema de drenaje al que se asocian. En cuanto a la ausencia de fósiles de carofitas en las zonas muestreadas, ésta podría deberse tanto a un problema de preservación como al carácter predominantemente efímero de las charcas, ya que Platt y Wright (1992) incluyen la aparición de restos de caráceas como un indicador de inundación casi permanente.

Debido a que las diferencias observadas en los cuerpos de carbonato según la zona en la que aparecen dentro del sector en estudio afectan no sólo al grado de alteración pedogénica que muestran, sino también a las dimensiones del cuerpo y al contenido relativo en litofacies carbonatadas puras respecto a facies calcilitíficas, se ha considerado interesante detallar las características de estos cuerpos de una forma más concreta más adelante, al hablar del modelo sedimentario de cada sistema de drenaje en cada unidad.

III.3.2.2. Calcretas pedogénicas (CCp)

Descripción

En el sector en estudio se han encontrado unos elementos arquitectónicos carbonatados formados por un conjunto de capas sucesivas, con un contenido variable en carbonato, generalmente creciente hacia techo, y que siguen siempre la misma evolución en la vertical. Estos conjuntos forman secuencias que suelen tener un máximo de 2 m de potencia, y cada uno de los niveles que los forman van desde 20 cm hasta 1 m (Tabla III.3.C). En las secuencias más completas (Fig. III.19.A) aparece a la base un nivel lutítico que se enriquece progresivamente en carbonato hacia el techo, pasando a facies más margosas, disgregables (litofacies M). De forma simultánea a este enriquecimiento en carbonato se produce la aparición de nódulos de carbonato y/o rizocrecciones (litofacies Ln, Cr) que pasan a ser predominantes sobre el nivel margoso (litofacies Ln). El nivel noduloso pasa gradualmente a ser más compacto, hasta convertirse en un carbonato muy cementado (Lo/Ll), presentando en ocasiones una transición en la que predominan las grietas horizontales. El nivel más compacto puede ser masivo (Lo), pero generalmente está formado por una capa fina, con un espesor máximo de 10 cm, y textura laminar o brechoide (Ll). La capa laminada puede ser milimétrica o centimétrica, subhorizontal. En ocasiones aparece tapizando intraclastos angulosos que generalmente corresponden también a carbonatos. Entre estos clastos se puede encontrar micrita rellenando los huecos. Normalmente esta textura brechoide se presenta en niveles no superiores a 2-3 cm, que pasan hacia techo a la textura laminar.

La descripción anterior corresponde a una secuencia completa, que raras veces aparece en el sector en estudio. Es mucho más frecuente encontrar secuencias en las que el último nivel es el noduloso (Fig. III.19.B.), de forma que faltaría la parte alta de la secuencia. También es muy común encontrar de forma aislada la capa brechoide/laminar del final de la secuencia, especialmente en los llanos que conforman las capas más superficiales de los depósitos de la unidad VI (Fig. III.19.C.). Dado que es frecuente que estos llanos se utilicen como tierras de cultivo, las capas laminares y brechoides generalmente aparecen fragmentadas por el laboreo, lo que dificulta en gran medida el establecimiento de su continuidad lateral. Aún así, los fragmentos pueden encontrarse de forma continua a lo largo de extensiones kilométricas.

Discusión terminológica

Dado que es relativamente fácil confundir los depósitos palustres, formados en charcas y lagos someros, que presentan un grado elevado de edafización (e.g. litofacies Lg) con el desarrollo de calcretas pedogénicas (Esteban y Klappa, 1983; Wright, 1990; Wright y Tucker, 1991; Alonso-Zarza, 2003), se ha considerado interesante describir el concepto de calcreta pedogénica y exponer brevemente las similitudes y diferencias entre ambas, con objeto de aclarar el por qué de una u otra interpretación de los sedimentos carbonatados descritos en el

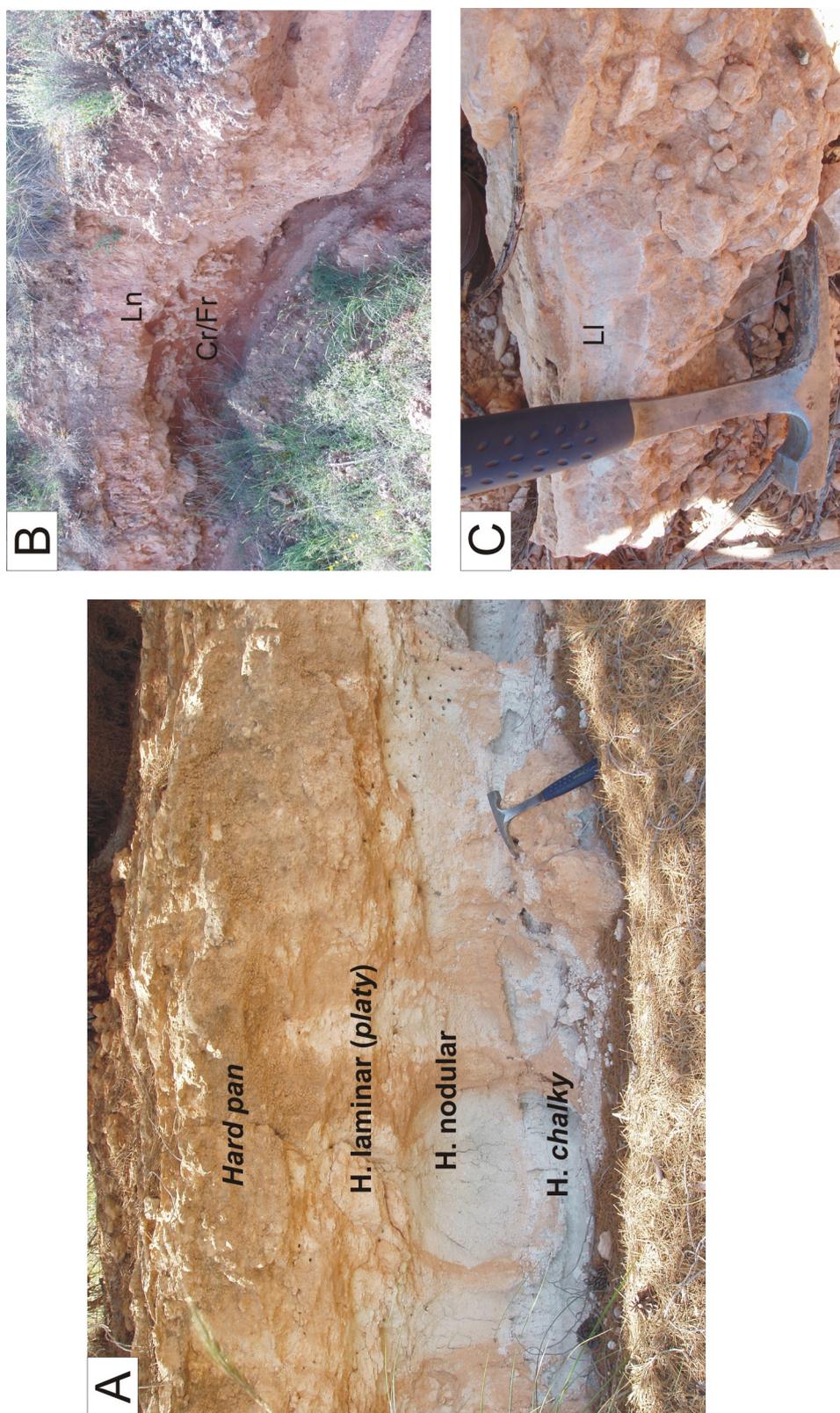


Figura III.19. (A). Perfil de calcreta completo en la columna M-9, en facies del STE. (B). Calcreta nodular inmadura en facies del STE. (C). Calcreta madura con textura brechoide y laminar (litofacies LI) en el perfil M-9, en facies del STE.

Figura III.19. (A). Complete calcrete profile in section M-9, in the STE facies. (B). Nodular immature calcrete in the STE facies in profile FSCC-1. (C). Mature calcrete with a brecciated and laminar texture (lithofacies LI) in profile M-9, in the STE facies.

presente trabajo.

Los carbonatos palustres requieren para su formación un depósito primario carbonatado, bajo lámina de agua, que posteriormente emerja y sufra exposición subaérea y edafización. En cambio, las calcretas no precisan de un sustrato carbonatado previo, pueden formarse a partir de cualquier tipo de sustrato, ya que se generan por la acumulación de carbonato cálcico en zonas continentales superficiales o subsuperficiales. En el caso de las calcretas pedogénicas, este carbonato suele entrar en el perfil edáfico “*per descensum*” (Goudie, 1983), disuelto en aguas meteóricas o de escorrentía, que penetran desde la superficie hacia abajo en el perfil. El carbonato entrante cementa, desplaza y reemplaza la composición del sustrato original, ya sea mediante procesos físico-químicos (calcretas tipo *alfa* según Wright, 1990) o mediante procesos biogénicos (calcretas tipo *beta*, según Wright, 1990). Generalmente estas calcretas pedogénicas, al formarse dentro de un perfil de suelo, en zonas superficiales, por encima del nivel freático, presentan una serie de rasgos petrográficos comunes con los carbonatos palustres, tales como las estructuras alveolares (septos carbonatados que aparecen dentro de moldes de raíces o poros intergranulares) (Adams, 1980; Alonso-Zarza, 1999, 2003; Wright, 1986), peloides y granos recubiertos por micrita (James, 1972; Khale, 1977; Calvet y Juliá, 1983; Alonso-Zarza *et al.*, 1992a; Alonso-Zarza, 2003). Por lo tanto, la herramienta que parece más útil a la hora de poder diferenciar los carbonatos palustres de las calcretas pedogénicas en el campo se basa en el reconocimiento de los distintos horizontes edáficos que típicamente conforman dichas calcretas.

Siguiendo los criterios de Wright y Tucker (1991), que hacen una diferenciación entre las calcretas pedogénicas y las calcretas freáticas, formadas en asociación con aguas subterráneas, las calcretas pedogénicas constituyen una serie de horizontes edáficos dentro de un perfil de suelo completo. Estos horizontes representan una secuencia vertical en la que se incrementa la madurez de la calcreta hacia techo (Gile *et al.*, 1966; Machette, 1985; Alonso-Zarza, 2003). El perfil ideal de una calcreta pedogénica (Esteban y Klappa, 1983) estaría formado por siete horizontes con distintas texturas y rasgos petrográficos, que de base a techo e incluyendo el sustrato previo, serían: 1) sustrato previo, sin rasgos de calcretización; 2) Horizonte de transición, formado por el sustrato parcialmente meteorizado; 3) Horizonte “*chalky*” o pulverulento, blando y homogéneo texturalmente, con desarrollo incipiente de nódulos; 4) Horizonte nodular, con nódulos de carbonato de tamaño variado en una matriz menos carbonática; 5) Horizonte laminar o “*platy*”, que presenta una estructura laminada o ligeramente ondulada, con elevada porosidad y rasgos asociados a la actividad de plantas (e.g. rizolitos, estructuras alveolares); 6) “*Hard pan*”, horizonte muy endurecido, compacto, con escasa porosidad, masivo, laminado, brechoide o nodular; 7) Horizonte pisolítico, formado por clastos de tamaño arena-grava cubiertos por micrita laminada.

Tal y como indica Alonso-Zarza (2003), los perfiles de calcreta pueden ser muy complejos, apareciendo horizontes similares en distintos puntos del perfil, indicando perfiles

compuestos. Además, los horizontes más significativos pueden faltar por truncaciones durante el desarrollo del perfil (Alonso-Zarza, 1998).

Interpretación

En los carbonatos interpretados como calcretas pedogénicas dentro del sector estudiado aparecen diferentes estados de madurez en los perfiles. En algunos casos, concretamente en las facies del STE que aparecen en la parte alta del perfil M-9 se han encontrado secuencias prácticamente completas de calcretas pedogénicas (Fig. II.19.A.), en las que pueden distinguirse los horizontes planteados por Esteban y Klappa (1983), aunque lo que generalmente se encuentran son perfiles incompletos, en los que faltan horizontes.

Por ejemplo, en las facies del STI es relativamente frecuente encontrar perfiles en los que no aparecen el horizonte laminar ni el *hard pan* (Fig. III.19.B.). Estos perfiles se atribuyen a calcretas inmaduras, en las que posteriormente al desarrollo del horizonte nodular se vuelve a depositar sedimento, interrumpiéndose el desarrollo de la calcreta.

En cambio, las calcretas que aparecen a techo de casi todas las sucesiones en el sector estudiado, algunas de las cuales podrían correlacionarse posiblemente con la calcreta descrita por Azañón *et al.* (2006) para la sección de Arroyo de Gor, así como aquellas que tapizan el techo de capas de brechas (SUB) en la zona septentrional del sector (perfiles M-2 y M-9) presentan de forma casi exclusiva un *hard pan* y un horizonte pisolítico bien desarrollados (Fig. III.19.C.). Se pueden clasificar como “calcretas laminares” en el sentido de Alonso-Zarza, 2003, interpretándose como calcretas rizogénicas (Wright *et al.*, 1995), cuyo agente formador principal son sistemas de raíces horizontales. En algunos lugares estas calcretas exhiben rasgos de procesos iterativos de exposición subaérea. Estos procesos implican exposición subaérea prolongada y erosión, degradándose en primer lugar el sustrato (en ocasiones formado por cuerpos carbonatados palustres) sobre los que se generará posteriormente la calcreta, y en una fase más tardía, las facies iniciales de la propia calcreta. Estos clastos angulosos pueden ser tapizados con cemento carbonatado, removilizados, y los huecos entre ellos, rellenos por micrita debido a la precipitación diagenética entre los clastos (horizonte pisolítico en el sentido de Alonso-Zarza, 2003). Posteriormente, puede continuar la formación de calcreta sobre la capa brechificada y cementada. Por tanto, estos elementos se interpretan como calcretas maduras que han sufrido una historia compleja (Esteban y Klappa, 1983; Wright y Tucker, 1991; Alonso-Zarza, 2003) y que pueden relacionarse con interrupciones en la sedimentación, o al menos, tasas de sedimentación mucho más bajas (Alonso-Zarza, 2003; Azañón *et al.*, 2006). Dado que en otros puntos tanto de la cuenca como de la geografía española se han podido realizar dataciones de este tipo de calcretas aplicando técnicas analíticas basadas en las series isotópicas del Uranio (Candy *et al.*, 2004b, 2005; Azañón *et al.*, 2006), y teniendo en cuenta la complejidad de su formación, que puede influir a la hora del muestreo (Candy *et al.*, 2003), podría resultar

interesante su aplicación en las calcretas identificadas en el sector en estudio, con objeto de determinar tanto la edad final de estas calcretas como el intervalo temporal comprendido en ellas.

III.3.2.3. Tobas palustres (CTp)

Discusión terminológica

Antes de entrar en detalles sobre la sedimentología de los cuerpos tobáceos (CTp y CTb), considero imprescindible aclarar la definición de toba que se utiliza en el presente estudio, dado que el número de trabajos sobre tobas y travertinos que se han publicado hasta la actualidad es muy abundante, y la misma terminología ha sido utilizada con diferentes connotaciones por distintos autores.

Ford y Pedley (1996) aconsejan el uso del término “toba” para cualquier variedad de depósito calcáreo bajo en Mg, precipitado en un régimen de agua dulce no hidrotermal (fría o a temperatura cercana a la ambiental), independientemente de su edad y/o grado de litificación y cristalinidad, relacionado con el ambiente fluvial, y que típicamente contiene los restos de micro y macrofitas, invertebrados y bacterias. Según estos autores, las tobas son sistemas auto-regulados, y no cumplen lo que sería esperable en un régimen fluvial natural. Se desarrollan bajo la influencia de agua dulce corriente, y sus sistemas tienden a ser agradacionales en vez de degradacionales. Sus regímenes de flujo rara vez sufren condiciones de crecida. Generan sus propios sedimentos de carbonato y excluyen prácticamente a todos los demás sedimentos siliciclásticos. Muchos clastos carbonatados dentro de los sistemas de tobas son cianolitos u oncoides, que son entidades biogénicas que aumentan su tamaño de forma inversamente proporcional a la velocidad del flujo. Los clastos más grandes a menudo se encuentran en posiciones prácticamente estáticas, y crecen tanto hacia dentro del sustrato como hacia la luz del sol. El material detrítico que aparece deriva generalmente de la degradación local de la toba.

En cuanto a los travertinos, Ford y Pedley (1996) restringen el término a aquellos depósitos de agua dulce termales o hidrotermales dominados por procesos de precipitación físico-químicos o microbiológicos que invariablemente carecen de restos *in situ* de macrofitas y animales, dando una mayor importancia a estos últimos rasgos que a la temperatura del agua (estos autores incluirían dentro del término travertino los carbonatos depositados en lagos evaporíticos y en ambientes evaporativos hiperalcalinos).

Esta clasificación presenta el inconveniente de que a la hora de analizar un afloramiento, el único criterio de los que proponen los autores para diferenciar en el campo entre una toba y un travertino es que los travertinos suelen tener una variedad menor de macrofacies y una extensión menor, y ausencia de restos de macrofitas, siempre que no se trate de un travertino en el que el agua se ha ido enfriando al alejarse del punto de surgencia, con lo que se podría

encontrar colonización por plantas superiores en zonas más distales.

Basándonos en los dos ejemplos de la Cuenca de Guadix que se exponen a continuación en el presente trabajo, en el caso de los depósitos tobáceos que aparecen en la parte baja de la columna FBP-SVY-1, tanto los sedimentos circundantes como la ausencia de rasgos tectónicos de importancia en el lugar del depósito parecen indicar que éste debió producirse en aguas de origen meteórico.

En cambio, en el caso de Rambla Becerra, se da la circunstancia de que a sólo 2 o 3 Km de distancia existen actualmente unos travertinos en el sentido de Ford y Pedley (1996) (Travertinos de Alicún de las Torres) asociados a aguas termales (Díaz-Hernández *et al.*, 2000, Martín-Martín *et al.*, 2002), cuyo depósito continúa activo en la actualidad. En el afloramiento de Rambla Becerra se han identificado una cierta variedad de macrofacies, y en la mayoría aparecen restos de plantas superiores. Según los criterios de Ford y Pedley (1996), las observaciones de campo llevan a calificarlo de toba, pero, ¿cómo saber que este depósito no está también relacionado con termalismo, y que no es un travertino? Para que la terminología de Ford y Pedley (1996) sea aplicada correctamente, se requieren análisis químicos que permitan detectar, por un lado, los elementos tóxicos que frecuentemente van asociados a las surgencias de aguas termales, y por otro, el enriquecimiento (aguas de origen termal) o empobrecimiento (aguas de origen meteórico) en ^{13}C que diferencia a los travertinos de las tobas (Pentecost, 1993; Pentecost y Viles, 1994; Ford y Pedley, 1996).

Aún siendo consciente de las carencias de la clasificación propuesta por Ford y Pedley (1996) para determinar con meras observaciones de campo si se trata de una toba o un travertino, considero interesantes los criterios seguidos por dichos autores, y por tanto he adoptado su clasificación. Dado que no ha sido posible durante el desarrollo de esta Tesis Doctoral realizar los análisis químicos pertinentes para saber a ciencia cierta si los depósitos de Rambla Becerra tienen o no un origen hidrotermal, asumiré en este trabajo que la presencia de macrofitas y malacofauna y su escala de afloramiento indican que se trata de una toba en el sentido de Ford y Pedley (1996). Quedan pendientes para futuros estudios los análisis químicos que confirmen o desmientan esta asunción.

Descripción

El cuerpo tobáceo de FBP-SVY-1 posee una continuidad lateral que no alcanza los 20 m, y una potencia media de 2 m (Tabla III.3.C). En este cuerpo se pueden distinguir tres niveles de base a techo (Fig. III.20.A). En el primero de ellos predominan los moldes calcáreos cilíndricos de plantas superiores en posición de vida o que aparecen como clastos no transportados (litofacies autóctonas Tf). Estos moldes están formados por cementos calcíticos de tipo “*fringe*”, en los que alternan capas esparíticas y micríticas (Fig. III.20.B). Las litofacies Tf aparecen embebidas en una matriz margosa-calcárea (litofacies Tm/M) con gasterópodos, que lateralmente está

asociada con las unidades arenoso-arcillosas de llanura de inundación del Sistema Axial. El siguiente nivel presenta una textura granular, con intraclastos tobáceos de pequeño tamaño (litofacies Ti). En la parte alta del cuerpo aparece un nivel algo más cementado, con clastos tobáceos algo mayores, que no muestran una orientación preferente, dominado por las litofacies Tp/Ti y Tm.

Interpretación

El cuerpo del perfil FBP-SVY-1 es un ejemplo del depósito *in situ* de la toba, un almacén fitohérmico con organismos en posición de vida. Los moldes de plantas se interpretan como almacenes de plantas de tipo carrizo o similar, que crecían en un cuerpo de agua dulce somero, favoreciendo la precipitación del carbonato con su actividad, y rodeadas de micrita decantando en un ambiente tranquilo y protegido (Pedley, 1990; Arenas *et al.*, 2000, 2007). Una diagénesis temprana pudo cementar estos depósitos, permitiendo la preservación del almacén fitohérmico (Pedley *et al.*, 2003).

La preservación de los tallos cementados en posición vertical, y embebidos en una marga o calcilitita indican un cuerpo de aguas quietas, por lo que se puede interpretar este depósito como una toba palustre (Pedley, 1990; Evans, 1999; Arenas *et al.*, 2000, 2007; Pedley y Hill, 2003; Pedley *et al.*, 2003; Pedley y Rogerson, 2008). Esta interpretación es coherente con el emplazamiento de los sedimentos tobáceos dentro de la llanura de inundación. En este sentido, es relativamente normal que pequeñas charcas efímeras se desarrollen en las áreas deprimidas de los valles, y duren lo suficiente como para permitir el encostramiento de carbonato sobre la vegetación acuática (Ford y Pedley, 1996). También se puede desarrollar dentro de estas charcas toba microdetritica (Tm, fango calcáreo), parcialmente por precipitación *in situ*, y parcialmente a partir de material lavado de los taludes cenagosos circundantes. El nivel intermedio, intraclástico, y el superior, cementado, probablemente se formaron, al igual que otros niveles aislados similares que aparecen en otros puntos del sector estudiado, por la degradación de un edificio tobáceo cercano, y el elevado grado de cementación que presenta el nivel más alto puede haberlo originado una diagénesis temprana (Pedley *et al.*, 2003).

A pesar de que Pedley y Rogerson (2008) proponen dos modelos de tobas palustres, uno para climas fríos-templados (basado en las observaciones de Pedley, 1990) y otro para climas cálidos (relacionados con las observaciones de Pedley *et al.*, 2003), la reducida extensión de la toba palustre descrita en este trabajo dificulta el establecer su morfología, uno de los criterios principales para diferenciar ambos casos. Dado que la posición estratigráfica de esta toba y de la toba de barrera que se describe a continuación es similar, ambas indicarán el mismo tipo de clima, por lo que será más sencillo estimar la temperatura combinando las interpretaciones de cada una de ellas.

III.3.2.4. Tobas de barrera (CTb)

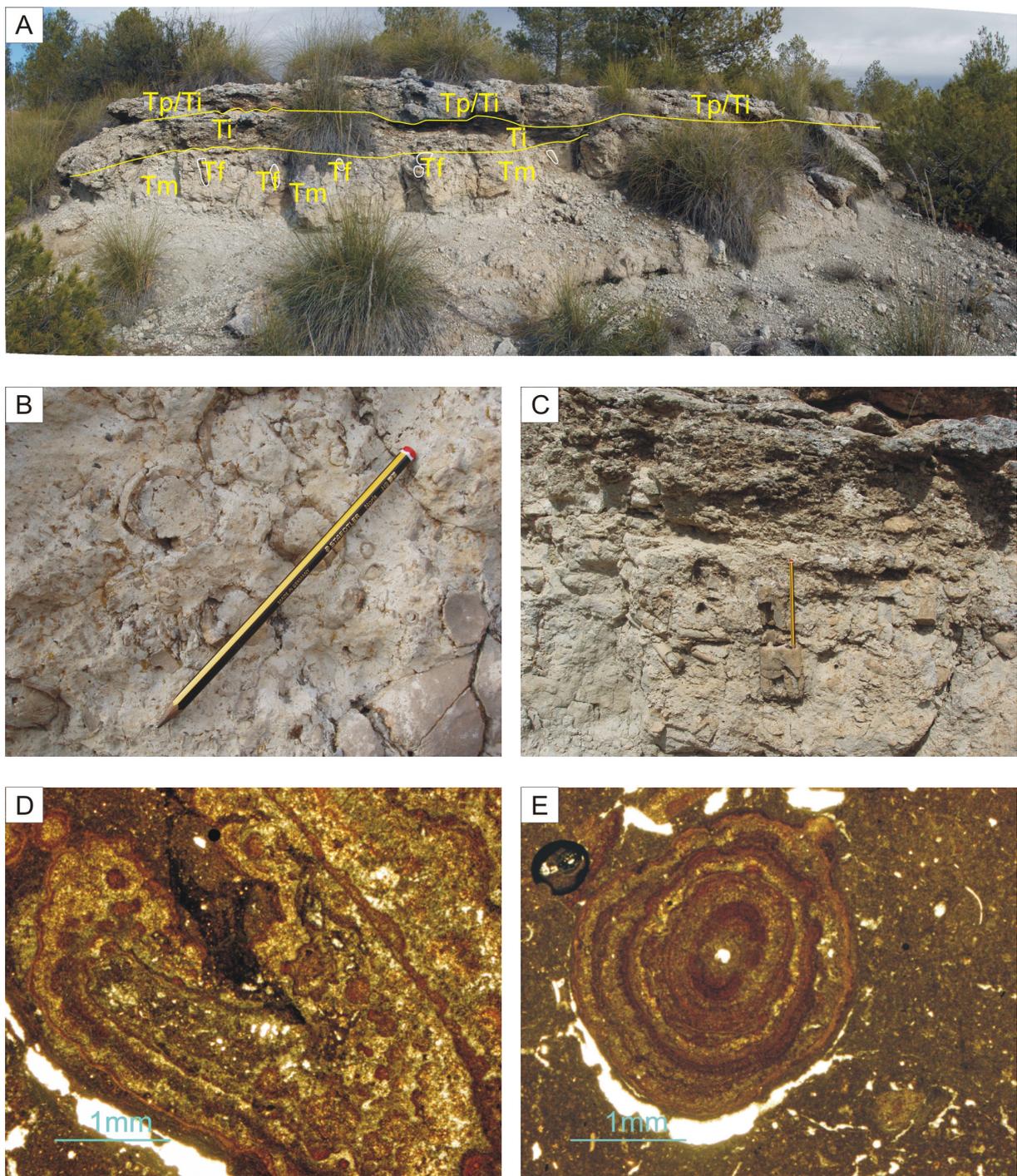


Figura III.20. (A) Análisis de litofacies de la toba palustre (CTp) localizada en la parte baja de la columna FBP-SVY-1. (B) y (C) Detalles de las litofacies autóctonas Tf (facies de toba fitohérmica) en la toba palustre. (D) y (E) Fotos de láminas delgadas de las litofacies Tf, en las que se aprecia la alternancia de micrita y esparita.
 Figure III.20.(A) Facies analysis of the palustrine tufa (CTp) situated in the lower part of FBP-SVY-1 section. (B) and (C) Details of the autochthonous lithofacies Tf (framestone tufa facies) in the palustrine tufa. (D) and (E) Photographs of thin sections showing the alternating micrite and sparry layers.

Descripción

El elemento que ejemplifica este tipo de depósitos en el área de estudio está situado en Rambla Becerra, en el extremo nororiental de la cartografía geológica que se presenta adjunta a este trabajo.

A partir de las orientaciones con que buzaban las capas que conforman el cuerpo en distintos puntos en los que aflora, se ha deducido que la morfología de la toba es aproximadamente lobular, y que su dirección de progradación sería aproximadamente de Oeste a Este. La sección bidimensional en la que se ha centrado este estudio, que es el afloramiento más extenso y mejor expuesto de que se dispone, correspondería a una sección transversal de dicho lóbulo, con una orientación Norte-Sur. La parte del cuerpo que no está cubierta y/o erosionada por materiales de los abanicos aluviales del STE posee una extensión lateral que supera los 70 m, y verticalmente alcanza los 8 m en su punto más elevado (Tabla III.3.C). Presenta una morfología ligeramente convexa hacia arriba (Fig. III.21.A), aunque el techo del cuerpo está erosionado por canales de los abanicos del Sistema Transversal Externo, lo que podría haber causado modificaciones respecto a la morfología original.

La geometría interna del cuerpo de Rambla Becerra en la sección transversal estudiada viene dada por una serie de sigmoides o cliniformas (Fig. III.21.B) con un espesor medio de 50 cm en su zona más potente, y una continuidad lateral que supera los 50m. Cada una de las cliniformas está claramente diferenciada de las demás por una superficie erosiva que se distingue bien en el afloramiento (Fig. III.21.B). En la base de las cliniformas aparecen niveles subhorizontales formados por las litofacies Fo/Co.

Como se puede ver en el análisis de facies realizado (Fig. III.21.B), no se ha observado en general una tendencia específica en la asociación de litofacies tobáceas que conforman cada sigmoide, aunque en alguno de ellos se ha detectado una granoclasificación positiva en su zona media. Las litofacies que dominan la asociación son las alóctonas Tp, To y Top, siendo esta última una combinación de las dos anteriores. En menor proporción aparecen también las litofacies alóctonas Tm. En conjunto, hacia techo del cuerpo parece que se incrementa la proporción de oncoides respecto a la de fitoclastos. Las facies autóctonas Tf aparecen en puntos concretos de forma aislada (Fig. III.21.B), concentrándose la mayor parte de estos puntos en una misma zona dentro de uno de los sigmoides estudiados. Las facies Tb, también autóctonas, sólo se han reconocido en un punto de uno de los sigmoides, asociado lateralmente a litofacies Tf.

Las facies con las que se intercalan las cliniformas hacia el Este poseen proporcionalmente un contenido menor en fitoclastos, son más margosas (litofacies M con rasgos edáficos como marmorización y huellas de raíces) y en algunos niveles presentan rizocreaciones y bioturbaciones. Hacia el Oeste del afloramiento se reconocen una serie de capas buzantes en el mismo sentido

que las de la sección estudiada, pero ya no se ven geometrías sigmoidales. Sus litofacies son similares a las reconocidas en los sigmoides.

Interpretación

El cuerpo tobáceo de Rambla Becerra se interpreta como el depósito originado por una toba de barrera fluvial (Pedley, 1990, 1993; Pedley *et al.*, 1996, 2000; Andrews *et al.*, 2000; Ordóñez *et al.*, 2005; Moeyersons *et al.*, 2006; Viles *et al.*, 2007; Pedley y Rogerson, 2008; Valero-Garcés *et al.*, 2008) en la que se produciría una progradación aguas abajo por la acción de un curso fluvial con una dirección Oeste-Este en ese punto.

La práctica ausencia de facies fitohérmicas autóctonas y la inclinación de las clinofomas hacia el Este lleva a pensar que se trata de las capas inclinadas aguas abajo, denominadas *downstream-facing buttres* según Pedley (1990) o *ramp-like buttress* según Ordóñez *et al.* (2005), que formarían la barrera principal, y que estarían situadas a continuación de la barrera fitohérmica *s.s.*. Estas clinofomas, formadas principalmente por toba detrítica (Tp, To, Top), serían el producto de la repetida degradación de la barrera fitohérmica original (Tf, Tb), no identificada en este afloramiento, seguida de intervalos en los que se erosionaría la parte alta, posiblemente por la subida del nivel freático de los pequeños lagos que se pudieran formar aguas abajo (Ordóñez *et al.*, 2005). Dentro de estas capas inclinadas se puede encontrar localmente litofacies Tf y Tb, que se han interpretado como la presencia de algún fitohermo secundario (Pedley, 1990). El hecho de que los depósitos del STE aparezcan cubriendo las facies tobáceas en la parte occidental del cuerpo hace imposible localizar el fitohermo principal que actuaría como barrera, así como la charca o lago que estaría represando aguas arriba.

En cuanto a la aparición de facies más margosas con rasgos de edafización y menos tobáceas aguas abajo, hacia el Este, posiblemente pueda interpretarse como el paso de las facies de barrera a una zona más llana, con un desarrollo incipiente de paleosuelos sobre zonas previamente encharcadas, semejante al caso de la toba de barrera de Caerwys descrita por Pedley (1987, 1990, 1993).

Por último, es interesante señalar que existe una propuesta de interpretación de las tobas de barrera en términos climáticos (Pedley *et al.* 2006) partiendo de la comparación de dos ejemplos, uno en Gran Bretaña, con un clima húmedo y frío (Toba de Caerwys, Pedley, 1987, 1993), y otro en España, con un clima semiárido y más cálido (Lagunas de Ruidera, Ordóñez *et al.*, 1986). Según los criterios propuestos por estos autores (Tabla III.4), que observan que lo que realmente afecta a la morfología y el tipo de depósitos de la barrera es la temperatura, más que las precipitaciones, la toba de barrera estudiada se ajusta mejor a las características descritas para una toba formada en un ambiente frío a templado, aunque presenta ciertas similitudes con las descripciones realizadas por Ordóñez *et al.* (2005) para tobas templadas y semi-áridas de las Lagunas de Ruidera. Esta interpretación climática no entra en contradicción con los rasgos

que presenta la toba palustre anteriormente descrita (CTp), que bien podrían corresponder a una toba formada en un clima frío a templado (Pedley, 1990; Pedley y Rogerson, 2008).

La calidad del afloramiento de la toba calcárea que aflora en Rambla Becerra invita a realizar en un futuro próximo muestreos más detallados y análisis químicos que permitan caracterizarlo con mayor detalle, y proporcionar una interpretación más ajustada del ambiente en el que tuvo lugar la formación de la barrera.

III.4. ANÁLISIS DE SECUENCIAS (ORDEN 3) Y MODELOS SEDIMENTARIOS

Los elementos arquitectónicos siliciclásticos y carbonatados de orden 2 que aparecen en cada unidad y en cada sistema se relacionan tridimensionalmente entre sí, generando elementos de orden 3 que superan la escala de observación del afloramiento. Cada uno de estos elementos estará caracterizado por una serie de secuencias verticales que sí son reconocibles a escala de afloramiento. La secuencia básica que conforman estos elementos se puede considerar representativa del elemento de tercer orden que constituyen, por lo que a continuación se describirán las secuencias básicas de cada sistema de drenaje dentro del sector estudiado para cada unidad genética.

III.4.1. SISTEMA AXIAL

Como ya se ha comentado en el capítulo anterior, el Sistema Axial tiene como principal área fuente el conjunto Nevado-Filábride, situado al sur de la cuenca, por lo que litológicamente sus sedimentos están dominados por clastos y finos de origen metamórfico (cuarcitas y micaesquistos) que hacia zonas más distales presentan una mayor influencia de los sistemas transversales y por tanto una mayor presencia de carbonatos. La diferencia principal que existe entre las secuencias características que aparecen en la unidad V y las que se identifican en la unidad VI se exponen a continuación.

III.4.1.1. Unidad V

Los elementos de orden 3 que conforman los depósitos del SA en la unidad V presentan la asociación de los elementos de segundo orden SCw, SCn, FTg, Cpm, CTp y CTb, cuya relación se identifican en campo a partir de un conjunto de secuencias representadas en la figura III.22.

La secuencia característica es de tipo FU, y está formada por el relleno de un canal arenoso (SCn) en la base (en lugares puntuales se trata del canal principal del SA, y por tanto el canal sería de tipo SCw), que vertical y lateralmente pasa gradual o bruscamente a facies de llanura de inundación (FTg) en las que a veces se pueden encontrar intercalados carbonatos

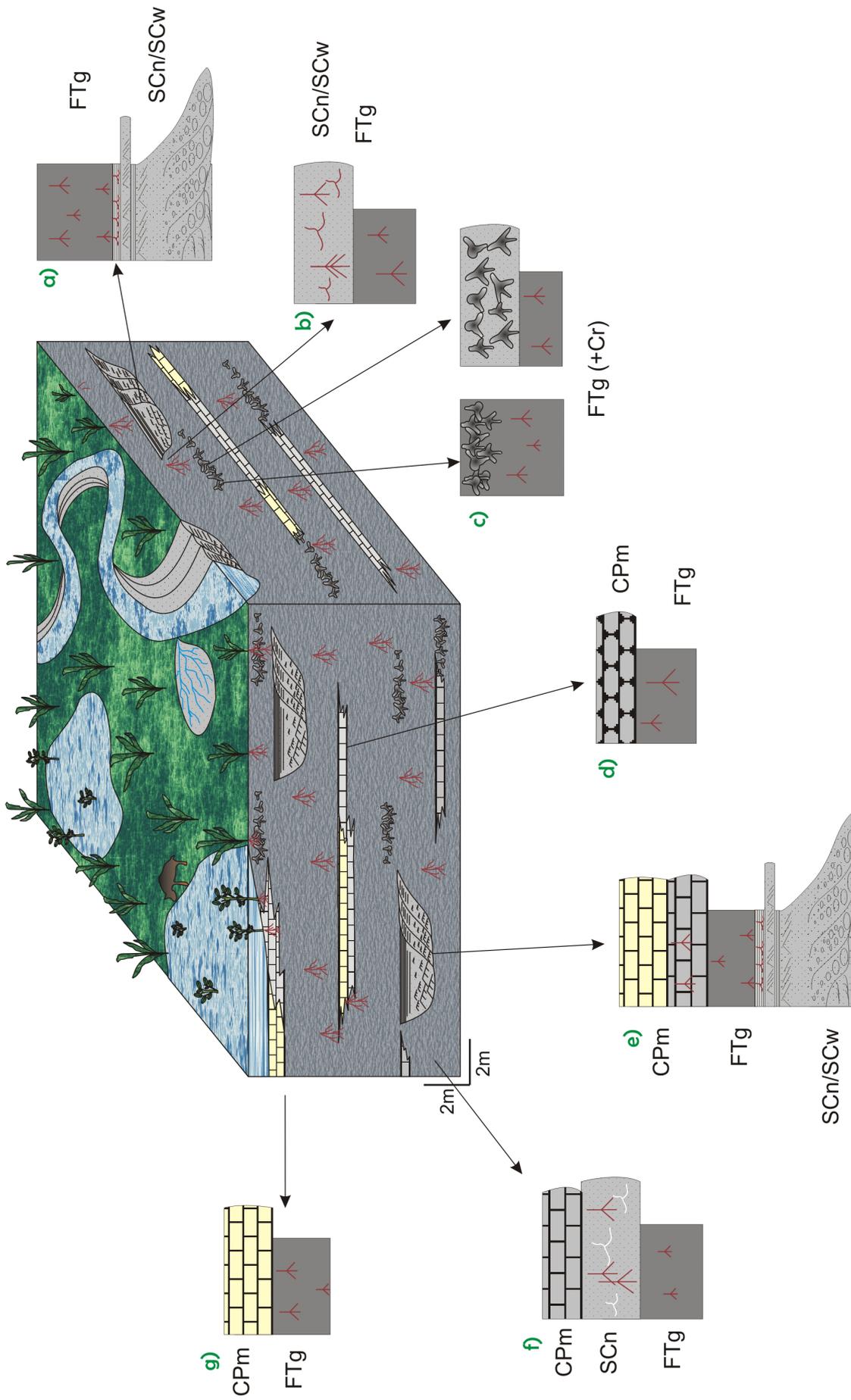


Figura III.22. Ver explicación en la siguiente página.
 Figure III.22. See figure caption in next page.

palustres (CPm). Estos carbonatos presentan una cierta variedad en la unidad V en el SA. La mayoría son niveles aislados, que no superan el Km de extensión lateral, y en ellos predominan las litofacies calcilutíticas (Cs, Cm, Co), aunque también aparecen facies carbonatadas con rasgos de edafización (Lo, Ln, Lg). El índice de exposición subaérea según los criterios texturales propuestos por Platt y Wright (1992) oscilaría entre el 40 y el 70%. Las litofacies con mayor contenido en intraclastos siliciclásticos (Cs, Cm, Co) suelen estar normalmente asociadas lateralmente con las litofacies So/Fo de las capas arenoso-arcillosas (FTg), o incluso con arenas (Sm, St) que lateralmente conectan con rellenos de canales arenosos (SCn/SCw). En el perfil M-9, muy cerca del límite entre las unidades V y VI, aparecen asociados a estos niveles de carbonato unos niveles finos de carbón (litofacies C), lo que indicaría que el índice de exposición subaérea está cercano al 0% en estos niveles.

Los niveles carbonatados cuya extensión supera el kilómetro son menos frecuentes, y aparecen más espaciados verticalmente, limitando conjuntos de varias secuencias básicas del SA, por lo que se han considerado como superficies que delimitan conjuntos de cuarto orden, y se hablará de ellos en el siguiente capítulo. En estos niveles las litofacies carbonatadas (Lo, Ln) son más abundantes, lo que se explicaría como un resultado de la mayor extensión del cuerpo, que dificultaría que los sedimentos siliciclásticos penetraran hacia el centro del mismo, encontrándose las litofacies más lutíticas (Cs, Cm) en las orillas. Su índice de exposición subaérea es similar al de los niveles menos extensos.

En cuanto a los niveles carbonatados que aparecen apilados en la vertical en la base del perfil FBP-SVY-1, presentan en su conjunto un predominio de las litofacies carbonatadas (Ln, Lo) respecto a las facies más lutíticas (Cm, Co), y en ellos se concentran las facies palustres

Figura III.22. Modelo sedimentario y secuencias principales que aparecen en el SA en la unidad V: a) Sucesión completa de relleno de canal-implantación de llanura de inundación; b) Llanura de inundación muy próxima al canal; c) Llanura de inundación alejada del canal, con formación de rizocreciones (edafización incipiente); d) Charca efímera en la llanura de inundación alejada del canal con depósito de calcilutitas, que se deseca y se edafiza; e) Sucesión completa de relleno de canal-implantación de llanura de inundación-desarrollo de charca efímera en zona alejada del nuevo canal; f) Desarrollo de charca efímera somera en la llanura de inundación próxima a las facies de abandono de un canal, con depósito de calcilutitas que se edafizan; g) Charca efímera en la llanura de inundación distal, en una posición muy alejada del canal, o muy protegida, en la que se depositan calizas, que posteriormente se edafizan.

Figure III.22. Sedimentary model and main sequences identified for Unit V in the Axial System within the study area: a) Channel-fill complete succession-establishment of the floodplain; b) Floodplain next to the channel; c) Rhizocretions in floodplain far from the channel (incipient edafization); d) Ephemeral pond on the floodplain far from the channel, with pedogenically altered calcilutite deposits; e) Channel-fill complete succession-establishment of the floodplain-development of an ephemeral pond on the floodplain far from the new channel; f) Ephemeral pond on the floodplain next to the channel, with pedogenically altered calcilutite deposits; g) Ephemeral pond on the distal floodplain very far from the channel, or in a very protected place, with pedogenically altered limestones.

con mayor grado de edafización (índice de exposición subaérea entre el 40 y el 90%) de la unidad V en el SA (pseudo-microkarst y granificación, litofacies Lg). Aparecen asociados lateralmente y verticalmente a las facies de llanura de inundación propias del SA (FTg). Dentro de la sucesión, en una de las intercalaciones más silicilásticas, aparece lateralmente una toba palustre (CTp), y se pueden reconocer litofacies tobáceas tanto formando parte de algunos de los carbonatos apilados (litofacies Tp) como en niveles centimétricos independientes (Tp, To) dentro del conjunto carbonatado. Este paquete de niveles carbonatados es muy potente en la base del perfil FBP-SVY-1, y continúa lateralmente hacia el norte del perfil, aunque sus capas más altas pueden seguirse hasta el perfil MB-1. La parte baja de la acumulación se interpreta como depositada en una zona más subsidente, que durante un largo período de tiempo estuvo protegida dentro de la llanura de inundación del SA, permitiendo la acumulación sucesiva de niveles carbonatados en cuerpos de aguas quietas someros y efímeros, que llegaron a pasar largas temporadas sin recibir sedimentos (litofacies Lg). La parte más alta se ha correlacionado con la columna AN-1, en la que los niveles de carbonato se van desplazando con el tiempo hacia el Norte (ver Fig. II.21 en el capítulo de Estratigrafía), lo que se interpreta como un momento en que la zona encharcada situada en el perfil FBP-SVY-1 empieza a migrar. Si se relaciona la presencia de carbonatos acumulados en la vertical con una posición más distal dentro del SA, se podría decir que los sectores medio y distal del SA se desplazan hacia el norte durante el depósito de la unidad V, lo que sería una expresión más del desplazamiento del eje de la cuenca hacia el margen con las Zonas Externas, como ya planteó Viseras (1991).

Por último, el único elemento del tipo CTb (toba de barrera) que aparece en el sector en estudio se asocia lateralmente a facies del SA (SCw y FTg), por lo que siguiendo otros ejemplos expuestos en la bibliografía (Pedley, 1990, 1993; Pedley *et al.*, 1996, 2000; Ordóñez *et al.*, 2005) podría interpretarse como una barrera tobácea que represó el curso principal del SA en un momento dado en el noreste de la zona estudiada. Es imposible determinar su evolución en la vertical, ya que su techo está parcialmente erosionado y cubierto por materiales del STE.

En conjunto, el modelo sedimentario del SA en la unidad V (Fig. III.20) estaría caracterizado por una serie de canales acintados de alta sinuosidad, entre los que destacaría uno de mayores dimensiones, en el que el tamaño de grano transportado sería algo más grosero. Estos canales estarían embebidos en potentes bancos lutíticos de llanura de inundación, generalmente afectados por procesos de hidromorfismo por un nivel freático elevado la mayor parte del tiempo, entre los que se intercalarían niveles de carbonatos palustres que representarían pequeñas charcas efímeras desarrolladas en zonas más protegidas y/o más bajas topográficamente dentro de la llanura.

La desecación frecuente (probablemente estacional) de los carbonatos palustres apunta a fluctuaciones en el nivel freático, que podrían relacionarse a su vez con variaciones producidas en el nivel de base lacustre, pero las secuencias de tercer orden identificadas en el SA reflejan ascensos en el nivel de base. Siguiendo otros ejemplos de la bibliografía (Gouw y Autin, 2008),

se interpreta la situación general para el SA en la unidad V en el sector estudiado como de nivel de base en ascenso, ya que esto facilitaría la acumulación de sedimento tanto en la llanura de inundación como en los canales. En esta situación general existirían momentos en los que el nivel de base descendería de forma más o menos repentina, y el curso fluvial tendería a erosionar sus propios depósitos, o los materiales de la llanura de inundación, tal y como se refleja en el ejemplo analizado por Viseras en el canal multiconstruido que aflora cerca de la toba de barrera de Rambla Becerra (Viseras, 1991). Esta interpretación coincide con la proporcionada por Viseras (1991) en su Tesis Doctoral para el conjunto del SA en toda la cuenca.

Gouw y Autin (2008), en un estudio basado en la comparación de dos sucesiones aluviales diferentes, concluyen que la arquitectura fluvial depende en gran medida de la geometría del cinturón de canales, la geometría de la llanura de inundación y la tasa de agradación, y la relacionan tanto con procesos alocíclicos como con procesos autocíclicos. Estos autores describen una serie de parámetros que definen la arquitectura fluvial, basándose en las relaciones longitudinales y areales entre los distintos canales y entre los canales y la llanura de inundación, y que se han tratado de aplicar a los sedimentos del SA en la unidad V en el sector estudiado. Estos parámetros (Fig. III.23) son:

- la proporción de conectividad (CR), calculada como la longitud total del contacto horizontal entre cinturones de canales interconectados divididos entre la sumatoria de la anchura de todos los cinturones de canales.

- la proporción de conectividad areal (ACR), que se calcula en una sección transversal, y divide el área de conectividad de los canales entre la suma de las áreas totales de los cinturones de canales.

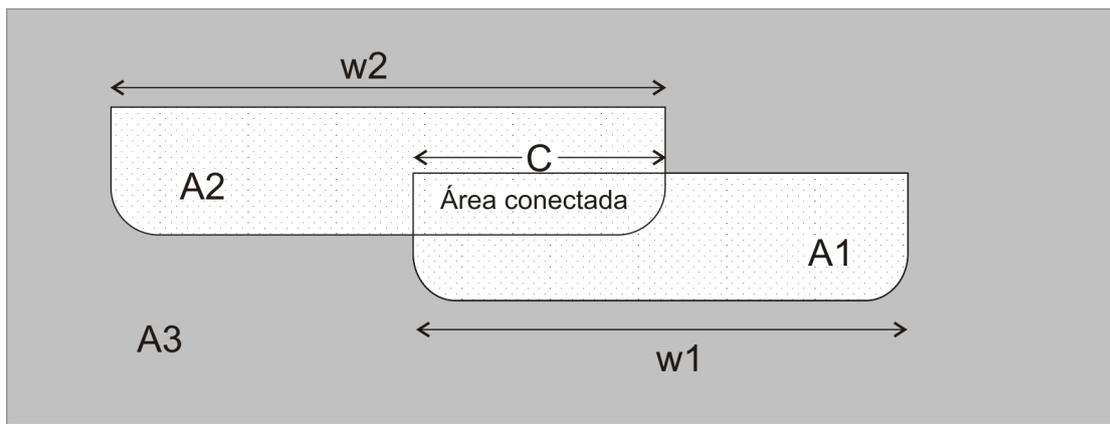
- la proporción de depósitos de cinturón de canales (CDP), que expresa la razón entre el área que ocupan en sección transversal los depósitos de cinturón de canales y el área total en sección transversal de depósitos aluviales (depósitos de desbordamiento+depósitos de cinturón de canales).

- la proporción de depósitos de desbordamiento (ODP), que es complementario al CDP, y expresa el área que ocupan en sección transversal los depósitos de desbordamiento respecto al área total que ocupan en sección transversal los depósitos aluviales.

El mayor interés de estos parámetros es que varían espacialmente en función de la posición que ocupan dentro del sistema fluvial, y estas variaciones los explica el cociente w/W , en el que w =anchura del cinturón de canales, y W =anchura de la llanura de inundación.

De esta forma, aguas arriba tanto el cinturón de canales como los depósitos de llanura de inundación serían anchos. Los canales presentarían una mayor interconexión entre ellos (CR elevado) y supondrían una parte importante del depósito respecto a los sedimentos de desbordamiento (CDP elevado). El alto grado de conectividad implicaría que los puntos de avulsión se encuentran en una zona relativamente proximal del sistema.

Aguas abajo, los canales se estrechan y se desconectan cada vez más unos de otros (CR



Cinturón de canales (Rellenos de canales+Depósitos arenosos de canales)



Depósitos de desbordamiento (Depósitos de *crevasse splay* +Depósitos de diques naturales+Depósitos de llanura de inundación)

A1= Área ocupada por el cinturón de canales 1

A2= Área ocupada por el cinturón de canales 2

A3= Área ocupada por depósitos de desbordamiento

w1= Anchura del cinturón de canales 1

w2= Anchura del cinturón de canales 2

C= Longitud del contacto horizontal entre cinturones de canales

CR= Proporción de conectividad

ACR= Proporción de conectividad areal

CDP= Proporción de depósitos de cinturón de canales

ODP= Proporción de depósitos de desbordamiento

$$CR = \frac{C}{w1+w2}$$

$$ACR = \frac{\text{Área conectada}}{A1+A2}$$

$$CDP = \frac{A1+A2}{A1+A2+A3}$$

$$ODP = \frac{A3}{A1+A2+A3}$$

Figura III.23. Parámetros de la arquitectura aluvial propuestos por Gouw y Autin (2008).

Figure III.23. Alluvial-architecture parameters proposed by Gouw and Autin (2008).

reducido, llegando incluso a $CR=0$), mientras que los depósitos de llanura de inundación son cada vez más anchos ($ODP > CDP$). Esta disminución de la anchura del cinturón de canales aguas abajo se relaciona con una reducción en la capacidad del canal para migrar lateralmente. Esta reducción puede deberse a dos causas principales no excluyentes: un descenso general de la fuerza del flujo y/o una disminución de la erosionabilidad de los márgenes (Gouw y Autin, 2008). El descenso de la fuerza del flujo podría estar provocado por un descenso en la descarga, pero también por un descenso en el gradiente, típico de ríos que experimentan subidas del nivel de base. En cuanto al descenso de la erosionabilidad de los márgenes, hay estudios que demuestran que las variaciones en la tasa de migración lateral coinciden con diferencias en

la cohesión de los depósitos de llanura de inundación adyacentes (Hudson y Kessel, 2000). A todo lo anterior hay que sumar la tasa de agradación que sufre el sistema aguas abajo. Cuando esta tasa es elevada, algo típico de sistemas que experimentan ascensos del nivel de base, la agradación lleva a aumentar la potencia de los depósitos de desbordamiento en la parte baja del valle (ODP elevado), lo que a su vez lleva a reducir la erosionabilidad de los márgenes.

Aunque no se dispone de valores absolutos para estos parámetros en el sector estudiado de la cuenca, se puede hacer una estimación del valor relativo del CDP, el ODP y el CR para los sedimentos del SA en la unidad V. De esta forma, CR sería nulo o muy bajo, ya que no se han observado canales interconectados, y se estima que el valor de ODP sería muy superior al de CDP. Con una tasa de agradación relativamente alta (los cálculos de la tasa de sedimentación en el sector dan una media de 5,2cm/Ka) y una elevada potencia de sedimentos lutíticos altamente cohesivos, se podría asumir que los canales aislados que aparecen embebidos en dichos sedimentos presentarían una migración lateral relativamente baja, en unas condiciones de nivel de base en ascenso. Según el modelo de Gouw y Autin (2008), las avulsiones deberían tener lugar aguas arriba, de forma que aguas abajo sería muy difícil detectarlas. Por el contrario, los picos de precipitación que en ocasiones podrían ser causantes aguas arriba de avulsiones, muy probablemente generarían paleoinundaciones en la zona media-distal del sistema, así como subidas del nivel lacustre, por lo que aguas abajo del sistema fluvial se producirían subidas del nivel de base que encharcarían amplias extensiones, lo que favorecería el depósito de niveles kilométricos de carbonatos palustres.

En cuanto al estilo fluvial del Sistema Axial, a la vista de los datos sedimentológicos expuestos en el presente trabajo hay ciertas consideraciones que habría que tener en cuenta. Viseras (1991) propuso considerar distintos estilos fluviales para cada tramo del SA. El tramo proximal estaría dominado por abanicos aluviales que evolucionarían rápidamente a un curso fluvial de carácter meandriforme, partiendo de los valores de dispersión de las paleocorrientes, de las abundantes estructuras de point bar que describe en la cuenca y de las evidencias de una abundante vegetación que estabilizaría los márgenes, impidiendo que el canal se comportase como un canal trezado. Aún así, plantea la posibilidad de que en algún momento durante su evolución el SA se comportase como un sistema trezado. Debido a que las facies que caracterizan al SA como meandriforme son las más abundantes y que mejor se han preservado (Viseras, 1991), en los trabajos posteriores, se ha considerado al SA como un curso meandriforme (Fernández et al., 1996a, 1996b; Viseras *et al.*, 2006; Pla`-Pueyo, 2006a, 2006b; Pla-Pueyo *et al.*, 2006, entre otros). Este río meandriforme presentaría un canal principal en gran parte de su trazado, y un cortejo de canales secundarios en su zona media-distal.

En el presente trabajo se sugiere la posibilidad de un modelo anastomosado para el tramo del SA que aparece en la unidad V en el sector estudiado. El modelo clásico de un río anastomosado (Smith, 1973, 1983, 1986; Rust, 1978, 1981; Smith y Smith, 1980; Nanson et al., 1986; Schumann, 1989, entre otros) aludía a un sistema multicanal en el que prácticamente

no existiría la migración lateral de canales, sino que éstos agradarían en la vertical. Según la definición más reciente de Makaske (2001), el concepto de río anastomosado alude no a un estilo de canal, sino al conjunto de canales interconectados (no necesariamente de la misma entidad) que forman un tramo de un sistema fluvial, sean trenzados, rectos o meandriformes. De esta forma, se aísla el concepto de la estabilidad relativa de los canales del concepto de los sistemas multicanal.

Makaske (2001) plantea las avulsiones como el origen de los sistemas anastomosados, de forma que la anastomosis podría estar generada por grandes inundaciones y/o por un ascenso rápido del nivel de base, y su permanencia en el tiempo se favorecería mediante avulsiones frecuentes y el lento abandono de canales antiguos, así como por un bajo gradiente.

El carácter meandriforme de los canales del SA se ha puesto de manifiesto en numerosos estudios (Viseras, 1991; Fernández *et al.*, 1996a, 1996b; Viseras *et al.*, 2006; Pla-Pueyo, 2006b; Pla-Pueyo *et al.*, 2006a, 2009), y ya se ha sugerido la coexistencia de varios canales en el sistema en trabajos previos (Viseras *et al.*, 2006), aunque hasta la fecha no se ha observado interconexión entre ellos.

En cuanto a la presencia de carbonatos en la llanura de inundación, existen ejemplos similares al que se presenta en este trabajo, en el que los depósitos carbonatados aparecen en llanuras de inundación siliciclásticas de sistemas fluviales perennes, en la Pennsylvanian-Permian Cutler Formation (E.E.U.U.) (Eberth y Miall, 1991) y la Jurassic Morrison Formation (E.E.U.U.) (Dunagan y Turner, 2004), pero estudios recientes no publicados (Gierlowski-Kordesch, com. pers.) muestran una clara relación entre la existencia de carbonatos en llanuras de inundación siliciclásticas y el estilo fluvial anastomosado.

Dado que no se poseen evidencias en el registro sedimentario de la anastomosis en términos de la estabilidad de los márgenes de los canales y de la conexión entre ellos, en esta Tesis Doctoral se plantea para el tramo del SA representado en el sector estudiado en la unidad V un estilo fluvial en el que coexistirían una serie de canales meandriformes secundarios, entre los que destacaría un canal principal, y en cuyas zonas más estables de la llanura de inundación se produciría el depósito de carbonatos palustres. Se deja abierta la posibilidad de que investigaciones futuras aporten nuevos datos que permitan la atribución de este tramo del SA a un curso fluvial de estilo anastomosado.

III.4.1.2. Unidad VI

Los principales elementos arquitectónicos que aparecen en la unidad VI en el Sistema Axial (SCn, SCa, FTg, CPm) están dominados por facies finas, aunque hay que tener en cuenta la posibilidad de que elementos con facies más groseras hayan podido existir pero no se hayan preservado, debido a que la erosión que comenzó al cambiar el régimen hidrográfico de la cuenca afectó sobre todo a los depósitos de la unidad VI. Esta erosión ha sido más importante

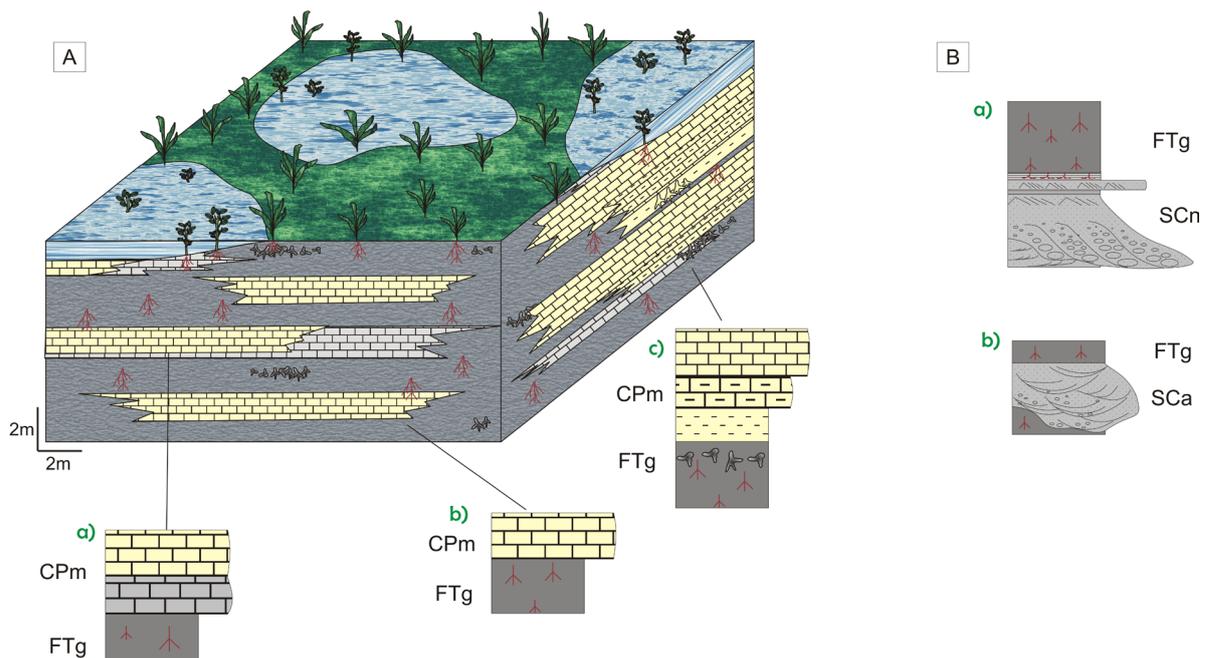


Fig. III.24. (A) Modelo sedimentario y secuencias principales que aparecen en la zona occidental del sector estudiado SA en la unidad VI: a) Desarrollo de zona encharcada somera en la llanura de inundación distal, pero relativamente próxima a la zona de entrada de sedimento siliciclástico, con calcilutitas alteradas pedogénicamente que a techo pasan a ser calizas con rasgos edáficos; b) Transición brusca en la vertical de lutitas de llanura de inundación distal a zona encharcada somera, relativamente perenne, con calizas palustres, posiblemente debido a una subida rápida del nivel freático; c) Transición gradual de lutitas de llanura de inundación a facies cada vez más ricas en carbonatos, propias de una zona encharcada somera relativamente perenne, posiblemente debido a un ascenso progresivo del nivel freático. (B) Secuencias características del SA en la unidad VI en la zona oriental del sector estudiado: a) Sucesión completa de relleno de canal del tipo SCn; b) Sucesión completa de relleno de canales arenosos amalgamados (SCa).

Figure III.24. (A) *Sedimentary model and main sequences identified for Unit V in the Axial System within the western and northern zones of the study area: a) Development of a shallow ponded zone on the distal floodplain, but relatively close to the siliciclastic input source. It shows pedogenically altered calcilutites changing upwards into limestones with pedogenic features; b) Vertical sudden transition from floodplain lutites to a shallow ponded zone, relatively perennial, possibly due to a fast phreatic fringe rise; c) Gradual transition from floodplain lutites to richer carbonate facies, characterizing a shallow ponded zone, relatively perennial, possibly due to a progressive phreatic fringe rise.* (B) *Characteristic sequences identified for unit VI in the Axial System in unit VI within the eastern zone of the study area: a) Channel-fill complete succession of a SCn channel; b) Channel-fill succession of a multistorey channel (SCa).*

en la zona occidental del sector estudiado, de forma que la potencia de sedimentos en la unidad VI es mucho menor. Además, existe una gran diferencia en lo que respecta a los elementos de orden 2 que aparecen asociados en la zona oriental (Fig. III.24.A) (perfiles MB-1, AN-1, SZ-1 y ST-1, anexos 12 a 15) respecto la zona occidental (perfiles T-1, FP-1, FSCC-1, FBP-SVY-1, anexos 3 a 6) (Fig. III.24.B). Por esta razón, no existe una secuencia básica que represente a toda la unidad VI, aunque sí varias secuencias que la caracterizan.

En la zona oriental (Fig. III.24.A) los canales arenosos (SCn) son muy escasos y están mal representados, mientras que los canales amalgamados (SCa) aparecen solamente en una zona concreta (Llanos de Belijaca) de la parte alta de la unidad VI. Predominan las lutitas de llanura de inundación (FTg) y sólo aparecen dos o tres niveles aislados de carbonatos CPm poco extensos lateralmente.

En cambio, en la zona occidental (Fig. III.24.B.), no aparecen canales, y los cuerpos FTg son relativamente ricos en carbonato, presentando en ocasiones litofacies M. Los cuerpos carbonatados palustres (CPm) de gran extensión dominan el depósito, y presentan un mayor contenido en litofacies carbonatadas (Lo, Ln) respecto a las litofacies calcilitíticas (Cm, Co), entre las que no se ha reconocido la presencia de litofacies próximas a canales, del tipo Cs. Lateral y verticalmente los paquetes de cuerpos carbonatados están asociados a los cuerpos arenoso-arcillosos de la llanura de inundación (FTg), pero su gran extensión dificulta ver este cambio lateral de facies por observación directa en campo. En algunas zonas, como en el perfil M-9, estos carbonatos presentan intercalados nivelillos de carbón (C). Por tanto, dada la combinación de rasgos presentes, el índice de exposición subaérea medio para estos carbonatos oscilaría entre el 30% y el 50%, y sería cercano al 0% en los niveles ricos en materia orgánica de la columna M-9.

La elevada erosión y la escasa presencia de elementos groseros en la unidad VI hacen difícil establecer un modelo sedimentario para el SA en el sector en estudio. Se plantea la posibilidad de que los materiales carbonatados que afloran en la zona occidental estuvieran situados en una posición más distal respecto al canal o canales del SA que los materiales predominantemente lutíticos que afloran a la misma altura estratigráfica en la zona oriental, que estarían algo más próximos. La falta de registro hace imposible comprobar la posición exacta del curso fluvial principal en el sector en la unidad VI, ni su estilo.

III.4.2. SISTEMA TRANSVERSAL INTERNO

El área fuente del STI la constituyen los conjuntos Nevado-Filábride y Alpujárride, de forma que la litología que caracteriza los sedimentos del STI presenta no sólo cuarcitas y micaesquistos, sino que también aparecen abundantes dolomías, que constituyen un importante criterio para distinguir los materiales del SA de los del STI. Es interesante mencionar que al norte del sector estudiado, en la sección del Arroyo de Gor destaca un incremento considerable en la cantidad de dolomía de procedencia alpujárride en los sedimentos del STI en la unidad VI (Viseras, 1991), de forma que los sedimentos adquieren una coloración violácea. Viseras (1991) atribuye este aumento a la expansión del área fuente del STI durante el depósito de la unidad VI.

El STI no presenta diferencias destacables entre las unidades V y VI en cuanto a los elementos arquitectónicos que aparecen en ellas en el sector en estudio. Los sedimentos del

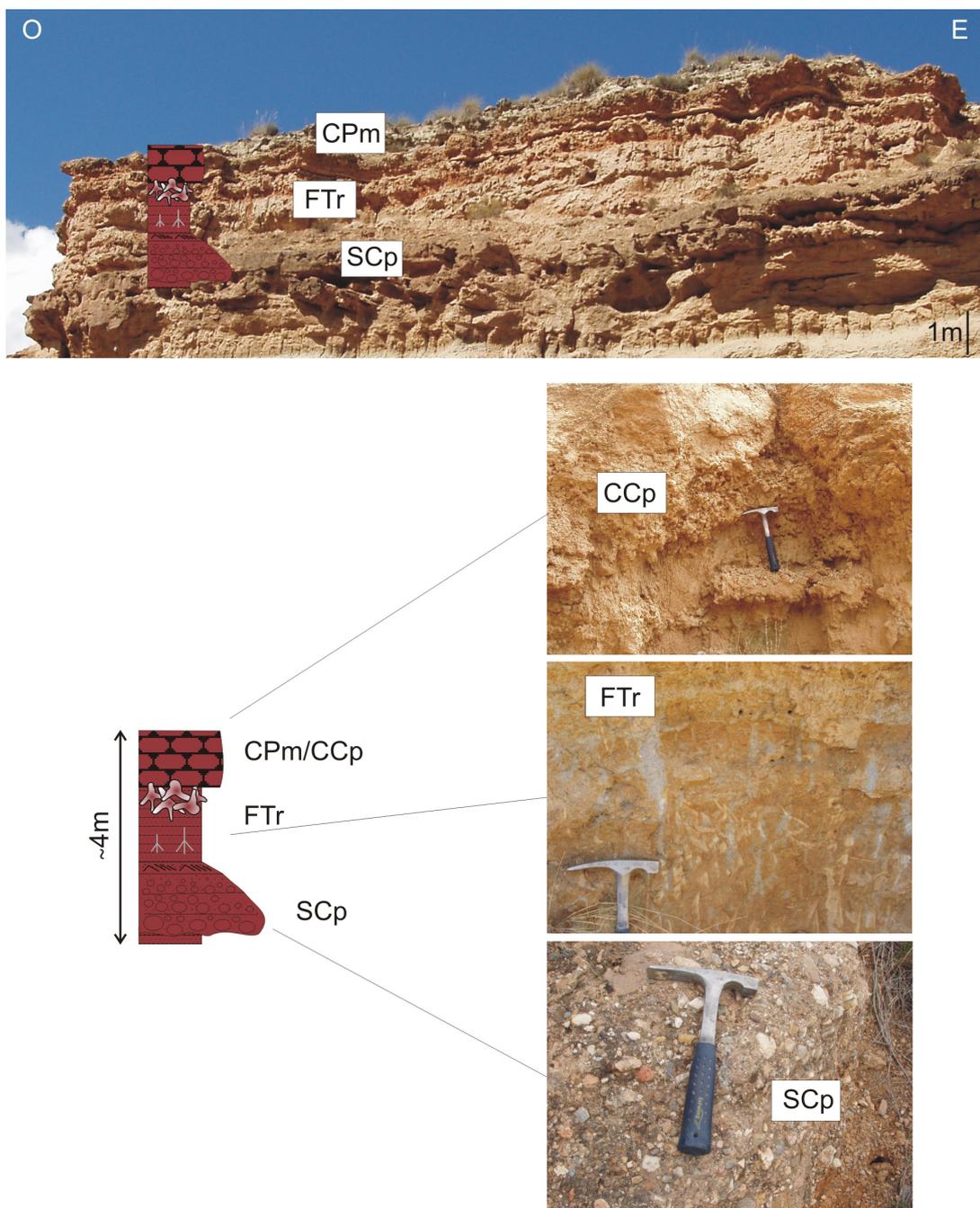


Figura III.25. Secuencia característica del STI en las unidades V y VI. En la parte superior se muestra un ejemplo de una secuencia completa en campo, en la que aparecen asociadas verticalmente las facies de un complejo canaliforme pseudotabular (SCp), las facies rojas lutíticas propias de llanura de inundación que ha sufrido edafización y oxidación (FTr) y un nivel de carbonatos palustres (CPm). En la parte inferior se muestra una fotografía de detalle de cada uno de los elementos arquitectónicos de orden 2 que conforman la secuencia de tercer orden.

Figure III.25. Characteristic sequence of the Internal Transverse System in units V and VI. The upper part of the figure exhibits a complete sequence in the field, in which the facies from a channeled pseudotabular complex (SCp), the red and oxidized lutites from the pedogenically altered floodplain (FTr) and a palustrine carbonate bed (CPm) are vertically associated. In the lower part there is a photograph of each of the second order architectural elements forming the third order sequence.

STI aparecen intercalados entre las facies del SA en forma de progradaciones cíclicas en ambas unidades, aunque el STI está mejor representado en las zonas marginales del sector, lo que correspondería a los perfiles BB-1 y FPB-4 en la zona occidental, y AN-1 en la zona oriental.

La secuencia básica completa que representaría cada elemento de tercer orden (Fig. III.25) comenzaría con un cuerpo canalizado a la base (SCp), que pasaría verticalmente a facies de llanura de inundación, generalmente oxidadas y rojas (FTr), y a techo de la secuencia suele aparecer una calcreta nodular (CCp), indicando un grado de edafización creciente hacia techo de la secuencia. En algunos casos, especialmente en el sur y el centro del sector estudiado, sobre las lutitas rojas del STI lo que aparece es una caliza palustre de continuidad lateral variable (CPm), que podría asociarse con ascensos relativamente rápidos del nivel de base. Cuando las calizas palustres que aparecen asociadas al STI se sitúan a la base o a techo de una de las progradaciones del STI sobre los materiales del SA en el centro del sector en estudio, es difícil distinguir a qué sistema se asocian. Dado el bajo gradiente de la topografía que presentaría el valle axial en esta parte de la cuenca, estos ascensos provocarían el encharcamiento de amplias zonas que antes estaban emergidas, incluyendo aquellas que en un momento determinado y de forma esporádica ocuparían las facies del STI. Esta interpretación es coherente con aquellos casos que presentan una gran continuidad lateral y las características descritas para los niveles carbonatados de extensión superior a 1 Km en el epígrafe anterior al hablar de la secuencia básica del SA. No obstante, lo normal es que las calizas palustres asociadas al STI tengan poca continuidad lateral, y la única diferencia con las que aparecen asociadas al SA es la coloración de las calcilutitas, que en lugar de grisácea es rosada. En la zona más meridional del sector estudiado aparecen importantes espesores de carbonatos en facies del STI en los que se intercalan calizas palustres y calcretas poco desarrolladas. Normalmente las calcretas que aparecen en el STI, tanto en estos paquetes de carbonatos como en los lugares en que aparecen aislados, no son muy maduras, y el último horizonte que desarrollan es el nodular.

En conjunto, las facies atribuidas en campo al STI presentan en general granulometrías y cuerpos sedimentarios propios del abanico medio-externo, lo que sugiere una posición media-distal en el sistema de bajada formado por la coalescencia de los abanicos. Estas facies van desde conglomerados pertenecientes al abanico medio (SCp) hasta facies lutíticas y carbonatadas más distales (FTr, CPm, CCp).

Existe un modelo sedimentario previo para el STI (Viseras, 1991; Viseras y Fernández, 1994, 1995), que se asumirá como válido en este trabajo, dada la escasa variedad de elementos de segundo orden que se reconocen en el sector en estudio. En este modelo se plantea que el abanico aluvial posee una zona con una elevada densidad de canales (canal principal), que a ambos lados presenta canales secundarios que disminuyen en densidad al alejarse lateralmente del canal principal. Tanto los procesos deposicionales como la erosión provocarían un desplazamiento lateral de los canales con un movimiento pendular de los canales, llevando al desarrollo de ciertas tendencias en las secuencias observadas en el campo. Este movimiento

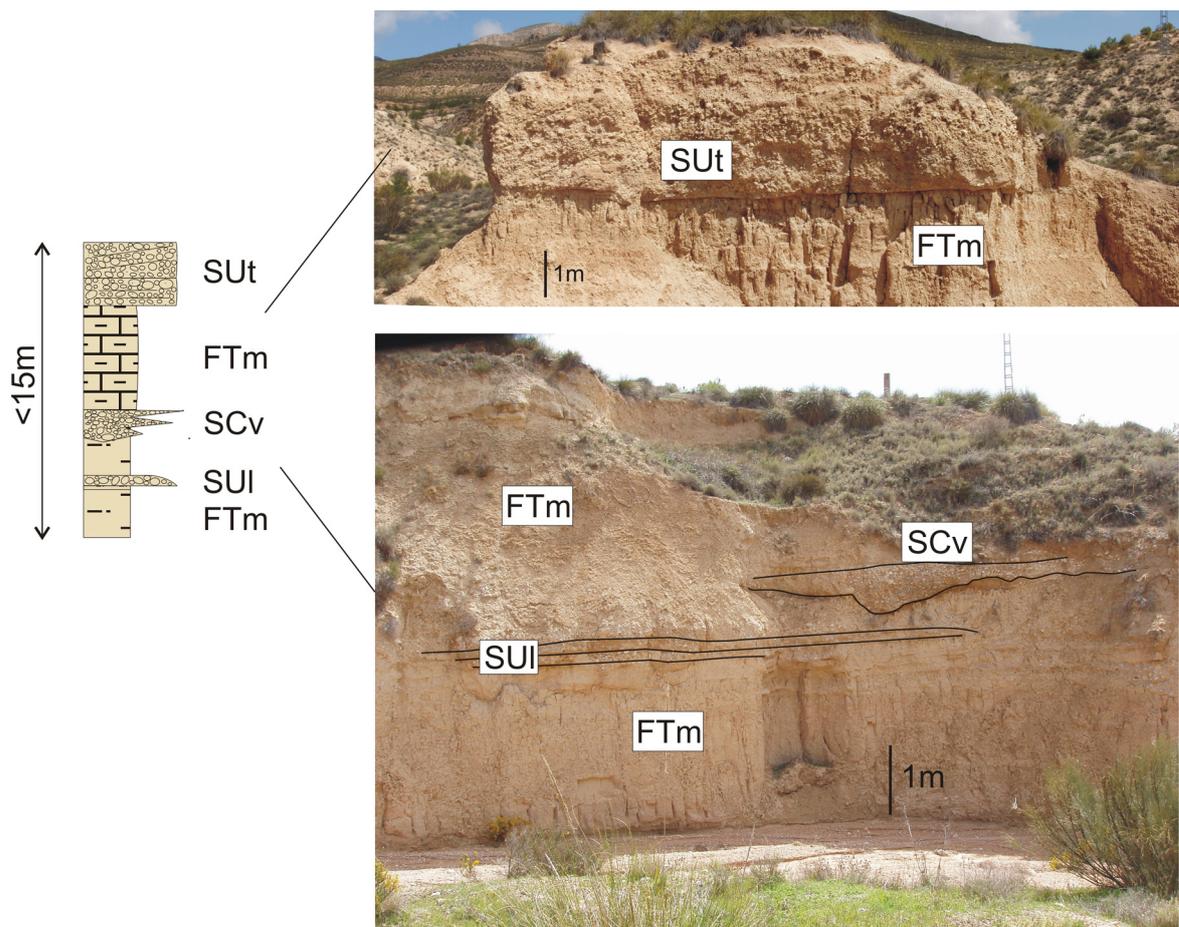


Figura III.26. Secuencia característica de orden 3 del STE en la unidad V, con fotografías en las que se aprecian cada uno de los elementos arquitectónicos de orden 2 que la componen: paquetes lutítico-margosos (FTm), lentes plano-convexas (SUI), canales en forma de V (SCv) y cuerpos tabulares (SUt).

Figure III.26. Characteristic third order sequence for the STE in unit V, with photographs showing each of the second order architectural elements forming the sequence: marly-lutite beds (FTm), flat-convex lenses (SUI), V-shaped channels (SCv) and tabular bodies (SUt).

estaría representado por un canal que migraría lateralmente de forma constante en una dirección, y que al llegar al margen de la cuenca o al área de sedimentación de otro abanico contiguo, cambiaría de dirección de migración. Aunque los afloramientos del STI en el sector en estudio no son lo bastante buenos como para ver diferentes estadios en el desarrollo pendular, sí que permiten apreciar la migración lateral de los canales en dos direcciones opuestas (Fig. III.10).

III.4.3. SISTEMA TRANSVERSAL EXTERNO

Los depósitos del STE se distinguen sin problemas de los sedimentos de los otros dos sistemas de drenaje principales por la total ausencia de clastos de origen metamórfico, y el predominio de clastos carbonatados. Estos clastos proceden de la denudación de los relieves mesozoicos, en concreto de Sierra Arana y del Cerro Mencal, y presentan algunos clastos

silíceos.

Las secuencias que presentan estos sedimentos se describen a continuación y son completamente diferentes en la unidad V y la unidad VI.

III.4.3.1. Unidad V

Los elementos arquitectónicos presentes en la unidad V en el área estudiada y atribuidos al STE conforman elementos de orden 3 en los que un conjunto de cuerpos groseros (SCv, SCt y SUI) aparecen embebidos en unos extensos paquetes lutítico-margosos (FTm). Estos elementos equivalen a grandes rasgos a los descritos por Viseras (1991) para lo que él denominaba el “sector 3” del STE, con la salvedad de que en la zona escogida por Viseras (op. cit.) para un estudio más detallado, aparece una llanura lutítica que lateralmente cambia de facies hacia un lago permanente, con las consiguientes diferencias de litofacies, propias de una u otra zona. En este caso, aparecen indistintamente facies lutíticas y margosas alternando en la columna estratigráfica, de forma que no se puede interpretar la existencia de un lago permanente en la zona, pero sí la existencia de una llanura lutítica en la que esporádicamente el encharcamiento era lo suficientemente duradero como para que se depositaran facies margosas (FTm).

La secuencia característica que muestran los elementos de orden 3 del STE (Fig. III.26.) está formada por elementos de orden 2 del tipo FTm en los que aparecen intercalados de base a techo los elementos SUI, SCv y SCt. Esta secuencia granocreciente y estratocreciente hacia arriba (CTU) es interpretada por Viseras (1991) como la evolución desde una situación inicial de descenso del nivel de base (lacustre), un fenómeno bastante frecuente en la cuenca, hasta el momento en que el subsiguiente ascenso del nivel de base se ralentiza tanto como para generar una situación en la que el ascenso del lago se detiene. De esta forma, el descenso inicial del lago produce el encajamiento de los canales en forma de V (SCv) en la llanura lutítica. Una vez el nivel de base comienza a ascender progresivamente, la llanura lutítica crece de forma importante en la vertical, lo que condiciona a los canales en forma de V a crecer rápidamente en la vertical. En este contexto, sólo ocasionalmente se podrán formar alas de desbordamiento. Al ralentizarse el ascenso del nivel de base e incrementarse por erosión remontante el área de drenaje local instaurada sobre los sedimentos recientes, se producirán más fácilmente los procesos de desbordamiento. En este momento es cuando se produce la formación de las alas del canal, en una situación de equilibrio entre la llanura lutítica y el canal. Cuando el nivel de base deja de ascender y se estabiliza, tiene lugar una ligera progradación de los canales con alas, desarrollándose cuerpos tabulares que reflejan la geometría interna de un pequeño delta progradante (Viseras, 1991).

Los rasgos que presentan los elementos SCv y SUI en las secuencias de tercer orden del STE estudiadas apuntan a una posición relativamente proximal dentro del abanico deltaico, como se ha comentado al describir dichos elementos.



Figura III.27. Excavación sistemática del yacimiento de grandes mamíferos FP-1 durante el verano de 2007. (A) Preparación de la zona a excavar. (B) Excavación sistemática de los restos óseos. (C) Restauración del material óseo para su posterior estudio. (D) Asociación de restos fósiles tal y como aparecen en dos de las cuadrículas excavadas en 2004 y 2007.

Figure III.27. Systematic excavation of the large-mammal site FP-1 during summer of 2007. (A) Preparation of the excavation zone. (B) Systematic excavation of the fossil bones. (C) Restoration of the bones previous to their study. (D) Fossil bone association as it is found in two of the excavation squares excavated in 2004 and 2007.

III.4.3.2. Unidad VI

El STE presenta en la unidad VI dos elementos principales, capas de brechas (SUB) y calcretas (CCp). Las capas de brechas pasan lateralmente a facies algo más finas, pero son predominantes en el sector en estudio, indicando una situación proximal en las facies de abanico. Las calcretas pedogénicas (CCp) aparecen en perfiles edáficos completos bien desarrollados o en forma de capas laminares, tapizando el techo de las capas de brechas, e indicando un elevado grado de madurez en ambos casos, lo que indica largos períodos sin sedimentación. Se da la circunstancia de que donde el STE está mejor registrado en la unidad VI es en el sector septentrional, una zona de *horst* tectónico en la que serían esperables hiatos en la sedimentación,

y por tanto se favorecería la formación de calcretas bien desarrolladas (Alonso-Zarza, 2003).

La secuencia básica, que está bien representada en la figura III.12, estaría caracterizando una alternancia de momentos de depósito (Sub) y momentos de no depósito o baja sedimentación (CCp).

III.5. CONTEXTO SEDIMENTARIO DE LOS YACIMIENTOS DE MACROMAMÍFEROS DEL PROYECTO FONELAS

Uno de los objetivos de la presente Tesis Doctoral ha sido el de caracterizar el contexto sedimentológico en el que se han formado los principales yacimientos estudiados en el marco del Proyecto Fonelas. De los 47 yacimientos paleontológicos de grandes mamíferos localizados desde el año 2001 (Arribas *et al.*, 2008), se han considerado de especial importancia en este trabajo, por la información biocronológica que aportan, los yacimientos FPB-4, FP-1, FSCC-1, FSCC-2, FSCC-3, FBP-SVY-1, M-8, M-9, M-3, M-4, M.5 y FST-1. Dado que en el capítulo 2 ya se han situado espacio-temporalmente en los esquemas de correlación lito-, bio- y magnetoestratigráficos (Fig. II.21) y se ha proporcionado la lista faunística de la mayoría de ellos (Tabla II.3), a continuación se expondrán brevemente los rasgos más llamativos de cada yacimiento, su edad, y el medio sedimentario al que aparece asociado.

III.5.1. FPB-4

El yacimiento FPB-4 aparece dentro de un nivel arenoso-arcilloso gris (FTg) en facies del SA, en el perfil con el mismo nombre (Anexo 2).

Los taxones singulares que aparecen en este yacimiento (Arribas, 2008) son tanto carnívoros (Canidae gen. indet., *Chasmaporthetes lunensis*) como herbívoros (*Eucladoceros* sp., *Gazellospira* sp., *Leptobos* sp. y *Equus* sp.) (Tabla II.3) y resultan de gran utilidad a nivel bioestratigráfico, en especial la presencia de *Chasmaporthetes lunensis* (Arribas *et al.*, 2008), un tipo de hiénido que se extingue en Europa al final del Plioceno. La edad obtenida para el yacimiento a partir de su correlación lito-, bio- y magnetoestratigráfica es de 2,128-2,0Ma (Pla-Pueyo *et al.*, 2008a).

III.5.2. FP-1

Este yacimiento, situado en la vertical del perfil FP-1 (Anexo 4), es el único que ha sido excavado sistemáticamente en varias campañas (2001, 2002, 2004 y 2007) dado que presenta un registro muy abundante y de un elevado interés desde el punto de vista taxonómico, tafonómico y bioestratigráfico (Arribas *et al.*, 2001, 2004; Viseras *et al.*, 2003, 2004, 2006; Garrido, 2006; Arribas, 2008). Una de estas campañas (2007) tuvo lugar durante la realización de esta Tesis

Doctoral (Fig. III.27).

Los restos fósiles que aparecen en él presentan un alto grado de conservación (Fig.

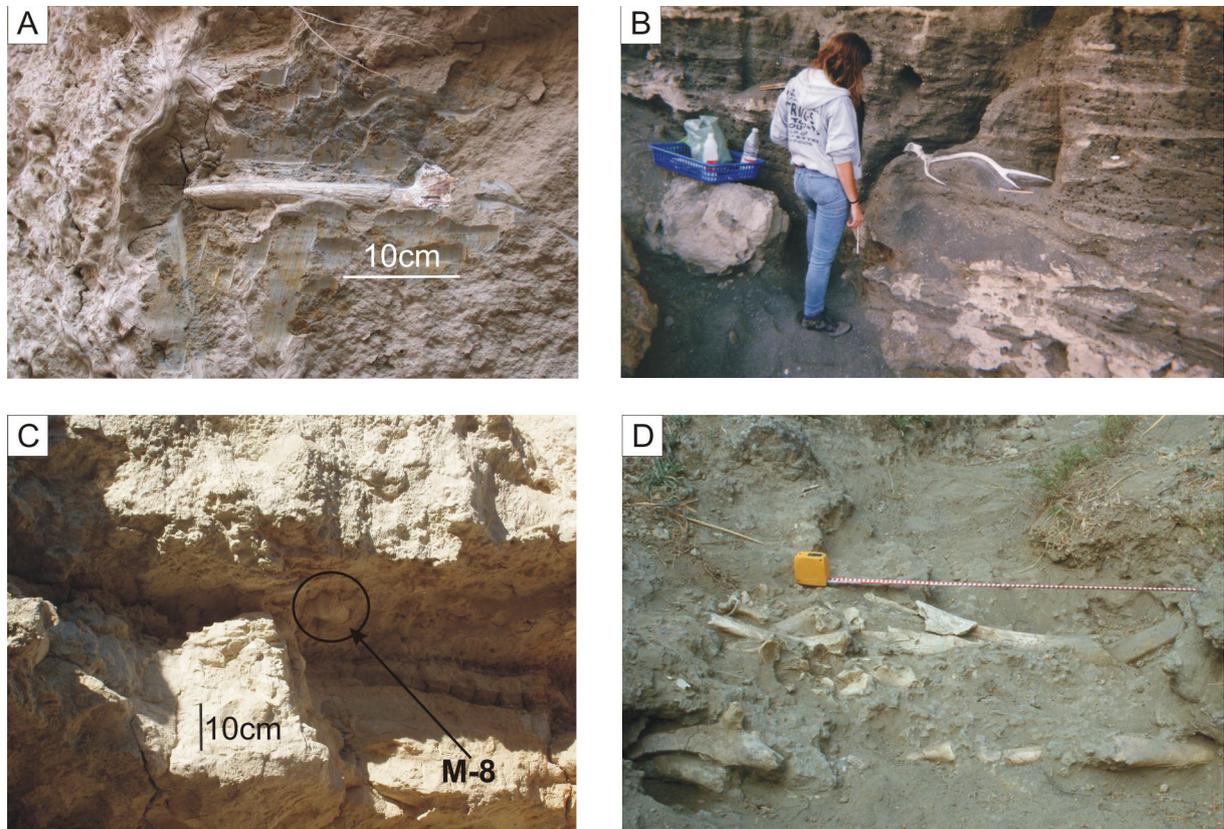


Figura III.28. (A) Núcleo óseo de *Gazella borbonica* hallada en facies So/Fo de un canal arenoso (SCn) en el yacimiento FSCC-2, incluido en el perfil estratigráfico FSCC-1. (B) Asta de *Metacervoceros rhenanus perolensis* en las facies groseras de relleno de un canal arenoso (SCn) en el yacimiento FBP-SVY-1, en el perfil estratigráfico con el mismo nombre. (C) Yacimiento M-8, incluido en el perfil estratigráfico M-9. La posición del metápodo de *Equus* sp. localizado en dicho yacimiento en facies carbonatadas palustres (CPm) se indica con un círculo. (D) Restos óseos en el yacimiento FST-1, en la vertical del perfil estratigráfico ST-1.

Figure III.28. (A) Osseous core from Gazella borbonica found in So/Fo facies of a sandy channel (SCn) in the FSCC-2 site. This site is included in the FSCC-1 section. (B) Metacervoceros rhenanus perolensis antler in the coarse facies of a sandy channel(SCn) fill in the site FBP-SVY-1 (profile with the same name). (C) M-8 site, included in section M-9. The position of the Equus sp. methapod found within the carbonate palustrine facies (CPm) is indicated with a circle. (D) Bones in FST-1 site, in the vertical of section FST-1.

III.27), y reflejan una elevada diversidad específica en la asociación faunística que se ha podido determinar a partir de ellos. En su lista faunística, que puede consultarse en la tabla II.3, aparecen reptiles y aves, pero son los mamíferos, en especial los macromamíferos, los que conforman la mayor parte del registro fosilífero. La edad determinada para este yacimiento es de 2,0Ma (Pla-Pueyo *et al.*, 2008), y en base a los datos tafonómicos preliminares (Viseras *et al.*, 2006) su origen se ha interpretado como una acumulación generada por hienas, posiblemente de la

especie *Pachyrocuta brevirostris*, en una zona protegida en la que tendrían su cubil y a donde transportarían los restos animales de los que se alimentarían.

Aunque este yacimiento está asociado espacialmente a las facies finas (FI/Sr) de abandono progresivo de un canal arenoso (SCn) del SA, los restos óseos aparecen embebidos en una matriz heterogénea bien diferenciada de las facies de canal, que a partir de la información tafonómica, se ha interpretado como el resultado del pisoteo continuo de las hienas sobre una superficie poco consolidada (Viseras *et al.*, 2006), definiéndose de este modo por primera vez unas facies bioturbadas por hienas.

En algunos de los restos fósiles recuperados en este yacimiento aparecen marcas de corte (*cutmarks*) a los que se ha atribuido un origen antrópico (Arribas *et al.*, 2008).

III.5.3. FSCC-3 Y FSCC-2

Los puntos con registro fósil esporádico FSCC-3 y FSCC-2 aparecen asociados a un canal arenoso (SCn) del SA localizado en el perfil FSCC-1 (Anexo 5).

FSCC-3 presenta restos craneodentales de *Anancus avernensis* (Arribas *et al.*, 2008) que aparecen asociados a las facies más groseras del canal arenoso, mientras que en FSCC-2, localizado en las facies más finas del relleno de canal (Fig. III.28.A), aparecieron restos de *Gazella borbonica* (Tabla II.3).

La edad obtenida por correlación para estos dos puntos es de 2,5-2,4Ma (Pla-Pueyo *et al.*, 2008).

III.5.4. FSCC-1

El yacimiento FSCC-1, situado en el mismo perfil que las dos localidades fosilíferas anteriores (Anexo 5), presenta una lista faunística relativamente variada (Tabla II.3) que aporta interesante información bioestratigráfica. Aunque la edad determinada para este yacimiento es la misma que para el FP-1 (2,0Ma), su posición en la columna estratigráfica permite asignarle una edad ligeramente más moderna (Pla-Pueyo *et al.*, 2008a; Arribas *et al.*, 2008).

Los restos óseos pertenecientes a este yacimiento aparecen embebidos en las facies arenoso-limosas grises de llanura de inundación (FTg) del SA.

III.5.5. FBP-SVY-1

Este punto con registro fósil esporádico se sitúa en el perfil FBP-SVY-1 (Anexo 6) y está representado por un asta de *Metacervoceros rhenanus perolensis* (Arribas *et al.*, 2008) que apareció asociado a las facies groseras de relleno de un canal arenoso (SCn) del SA (Fig. III.28.B). La edad obtenida por correlación para este yacimiento es de 1,9Ma (Pla-Pueyo *et al.*,

2008a)

III.5.6. M-2

El yacimiento arqueológico de M-2, que aparece en el perfil con el mismo nombre (Anexo 9) se localiza en una lente plano-convexa (SUI) en facies del STE, interpretada como un ala de un canal en forma de V (SCv) en la que no se ve la conexión con la zona central del canal. En este yacimiento se realizó un sondeo estratigráfico con muestreo arqueológico en 2006, en colaboración con un equipo dirigido por el Dr. Carlos Díez, y se recuperaron 76 objetos de sílex que fueron interpretados como industrias del Modo Tecnológico 1 (Arribas *et al.*, 2008).

La edad que se obtiene para este yacimiento en función del panel de correlación lito-, bio- y magnetoestratigráfico planteado en este trabajo estaría comprendida entre la isocrona de edad 2,581 y la isocrona de edad 2,148.

III.5.7. M-8 Y M-9

Los yacimientos M-8 y M-9 aparecen en el denominado perfil M-9 (Anexo 10) y se encuentran en la zona septentrional del sector estudiado.

El yacimiento M-8 (Fig. III.28.C), al que se ha asignado una edad de 1,9-1,8 Ma a partir del muestreo magnetoestratigráfico del perfil en el que se encuentra (Pla-Pueyo *et al.*, 2008a), aparece embebido en una capa carbonatada palustre (CPm) y presenta restos fósiles de *Equus* sp. (Tabla II.3).

El yacimiento M-9, más alto estratigráficamente, ocupa una porción vertical del perfil de unos 8 m, y presenta una fauna relativamente variada (Tabla II.3), además de lascas de sílex halladas en superficie (Arribas *et al.*, 2008). Se encuentra fundamentalmente en facies grises de llanura de inundación (FTg) entre las que se intercalan niveles de carbonatos palustres (CPm). La edad determinada para este yacimiento es de 1,5-1,4 Ma (Pla-Pueyo *et al.*, 2008a).

III.5.8. M-3, M-4 Y M-5

Los puntos con registro M-3, M-4 y M-5 no aparecen en la misma vertical, pero por su proximidad se han representado los tres en el perfil M-3-5 (Anexo 11). La edad estimada para estos yacimientos está comprendida entre 1,778Ma y 1,072Ma (Pla-Pueyo *et al.*, 2008a).

Los yacimientos M-3 y M-4 aparecen en facies lutíticas de llanura de inundación del SA (FTg), con la particularidad de que el yacimiento M-3 aparece en una capa de arenas ricas en materia orgánica (litofacies C).

En cuanto al yacimiento M-5, se localiza en las facies gravosas de relleno de un pequeño canal arenoso (SCn).

III.5.9. FST-1

El único yacimiento de importancia encontrado en el sector estudiado en la zona oriental es FST-1 (Fig. III.28.D), situado en el perfil con el mismo nombre (Anexo 14).

Los restos fósiles que aparecen en este yacimiento (Tabla II.3) están embebidos en las facies arenoso-arcillosas grises (FTg) típicas de llanura de inundación del SA, y por extrapolación de las isócronas establecidas en la zona occidental del sector, tendrían una edad comprendida entre los 2,5Ma y los 2,148Ma.

IV. CONTROLES ALOGÉNICOS SOBRE LA SEDIMENTACIÓN

IV. CONTROLES ALOGÉNICOS SOBRE LA SEDIMENTACIÓN

La influencia que tienen los procesos alogénicos (clima, tectónica y nivel de base) sobre la sedimentación en cuencas continentales fluviales y lacustres ha generado una cierta variedad de ideas respecto al predominio de unos factores alogénicos sobre otros a la hora de controlar la distribución de las facies fluviales y el depósito de facies carbonatadas (e.g. Van Houten, 1964; Picard y High, 1981; Talbot y Allen, 1996; Valero-Garcés *et al.*, 1997; Carroll y Bohacs, 1999; Bohacs *et al.*, 2000; 2003; 2007; Martinsen *et al.*, 1999; Alonso-Zarza y Calvo, 2000; Anderson y Cross, 2001; Gierlowski-Kordesch y Buchheim, 2003; Alonso-Zarza, 2003; Pietras *et al.*, 2003; Viseras *et al.*, 2003; Candy *et al.*, 2004a; Dunagan y Turner, 2004; Luzón, 2005; Scherer *et al.*, 2007).

Algunos autores abogan por el clima como el principal agente (Cecil, 1990; Drummond *et al.*, 1996; Tanner, 2000; Armenteros y Huerta, 2006, entre otros), mientras que otros se decantan por la tectónica como el factor alogénico determinante (Platt, 1989, Sanz *et al.*, 1995; Armenteros *et al.*, 1997; De Wet *et al.*, 1998). La tendencia más reciente en los estudios de estratigrafía secuencial llevados a cabo en contextos fluvio-lacustres es la de considerar que el clima y la tectónica, de los que depende en gran medida de la posición del nivel de base, afectan de forma conjunta a la sedimentación, siendo muy difícil determinar el grado de influencia de una o de otra en la arquitectura fluvio-lacustre de una cuenca continental, controlando ambas el aporte de sedimento, la subsidencia y la hidrología (e.g. Martinsen *et al.*, 1999; Bohacs *et al.*, 2000, 2003, 2007; Gierlowski-Kordesch y Buchheim, 2003; Alonso-Zarza, 2003; Gierlowski-Kordesch *et al.*, 2008).

Siguiendo esta tendencia, en este trabajo se plantearán por separado el marco tectónico del sector en estudio, las inferencias climáticas que se han podido realizar a partir de los estudios estratigráficos, sedimentológicos y petrográficos y la situación del nivel de base que puede deducirse en líneas generales para cada una de las unidades genéticas representadas en el sector en estudio. Se pretende posteriormente integrar los tres factores en un único modelo que permita caracterizar las unidades V y VI en términos de estratigrafía secuencial.

Se tratarán en un epígrafe aparte aquellos rasgos de la sedimentación en el sector en estudio que se han relacionado con fenómenos climáticos de origen astronómico, dado que este tipo de fenómenos afectan por igual a ambas unidades.

IV.1. RELACIONES TECTÓNICA-SEDIMENTACIÓN

IV.1.1. PRINCIPALES RASGOS TECTÓNICOS EN EL SECTOR ESTUDIADO

La compartimentación tectónica que presenta la Cordillera Bética ha afectado en gran medida a la formación y la evolución de las cuencas neógeno-cuaternarias asociadas a ellas, entre las que se cuenta la Cuenca de Guadix (Sanz de Galdeano, 2008). Dado que se han realizado diversos estudios relacionados de forma directa o indirecta con la tectónica en toda la Depresión de Guadix-Baza hasta la fecha (López-Garrido y Vera, 1974; Estévez *et al.*, 1976;

Soria *et al.*, 1998; Sanz de Galdeano, 1983; Viseras, 1991; Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993; Pla-Pueyo *et al.*, 2007a; Sanz de Galdeano y Peláez, 2007) se incidirá en el presente trabajo en aquellos que aportan información de interés para el sector en estudio.

Los accidentes tectónicos que aparecen en la Cuenca de Guadix (Viseras, 1991; Pla-Pueyo *et al.*, 2007a) presentan dos orientaciones principales. La falla dextra que controló a partir del Mioceno superior los bordes septentrionales de los depocentros de varias cuencas neógenas, entre ellas de la Guadix (Sanz de Galdeano *et al.*, 2007a; Sanz de Galdeano, 2008), tiene una orientación N70E a E-O, y prácticamente se fosilizó con el relleno plio-cuaternario (Sanz de Galdeano *et al.*, 2007a), idea a la que ya apuntaba Viseras (1991). En cuanto al resto de fallas reconocibles en la Cuenca de Guadix, presentan orientaciones NE-SO y NO-SE (Viseras, 1991; Sanz de Galdeano *et al.*, 2007a). Por tanto, la cuenca probablemente se formó por la subsidencia diferencial de sectores limitados fundamentalmente por la intersección de los sistemas NE y NO, que parecen controlar la sedimentación en gran parte del ámbito de la depresión (Viseras, 1991). El sistema que presenta menor dispersión de datos, el NO, fue el más activo de ellos, tanto en la génesis de la cuenca como a lo largo de la historia sedimentaria. Probablemente por este motivo algunos de los subsectores en que puede dividirse la cuenca presentan una elongación máxima según esa orientación. Viseras (1991) ya menciona la posibilidad de que existe una estructuración tectónica de fondo que ha condicionado de modo importante la sedimentación.

El sector estudiado en el presente trabajo está situado en uno de los seis depocentros existentes en el conjunto de la Cuenca de Guadix-Baza (Sanz de Galdeano *et al.*, 2007a), el denominado “Depocentro de Guadix”. Este depocentro presenta un límite meridional gradual, mientras que sus límites al NE y SO son mucho más bruscos, en especial en su borde septentrional, que está dividido en dos escalones (Sanz de Galdeano *et al.*, 2007a). De ellos, el escalón situado más al sur corresponde a una falla dextrorsa de relativa importancia que se encuentra a continuación del contacto entre las Zonas Internas y las Externas en Sierra Arana. En el área de Moreda y del cerro Mencal, más al norte, el escalón viene dado por el contacto brusco con los relieves subbéticos, que se sitúa en la prolongación de fallas con una dirección aproximada N70E (Sanz de Galdeano *et al.*, 2007a). Estas fallas son las que Sanz de Galdeano atribuye al accidente de Cádiz-Alicante (Sanz de Galdeano, 1983; Sanz de Galdeano *et al.*, 2007a). En cuanto a los bordes oriental y occidental, el Depocentro de Guadix está controlado por fallas NNO-SSE.

Dentro del sector estudiado las únicas fallas con dirección N70E, son las que afectan a los materiales subbéticos que afloran en el cerro Mencal.

El sistema NO se manifiesta en el sector estudiado en este trabajo por un conjunto de fallas normales que forman un *horst* en la zona que comprende al cerro Mencal, limitado al SO por la denominada falla Oeste Mencal (Soria, 1993), y al NE por el conjunto de fallas normales que se acentúan al SE hasta ser las que levantan los relieves de la Sierra de Baza, tales como las fallas de la Solana del Zamborino y de Hernán Valle, que aún siguen activas (Peláez *et al.*, 2007; Sanz de Galdeano *et al.*, 2007b, 2007c). El resultado es la aparición a ambos lados del *horst* de sectores subsidentes en los que se produce una sedimentación con un fuerte control tectónico durante el Plioceno y el Pleistoceno (Pla-Pueyo *et al.*, 2007a). En el sector estudiado, la influencia del sistema de fallas con orientación NO situadas al SO del *horst* de la zona del

Mencal habría generado un dominio más subsidente hacia el SO.

IV.1.2. RELACIÓN ENTRE APORTES Y ESPACIO DE ACOMODACIÓN EN EL SECTOR ESTUDIADO

IV.1.2.1. Evolución espacio-temporal de las tasas de sedimentación

Las isócronas obtenidas a partir de estudios magnetoestratigráficos para los perfiles FP-1 y M-9 (Fig. II.21.A, capítulo 2) han permitido el cálculo de tasas de sedimentación para las zonas occidental y septentrional, que representarían respectivamente el centro y el margen de la cuenca de Guadix en este sector (Pla-Pueyo *et al.*, 2008a).

Para la unidad V, la tasa de sedimentación media en el centro de la cuenca (perfil FP-1) se aproxima a los 5,2 cm/Ka, mientras que para la misma unidad, en el sector marginal (perfil M-9) está en unos 3 cm/Ka.

En cuanto a la unidad VI, presenta en el centro de la cuenca un valor medio de 2,4 cm/Ka, menor que la tasa de la unidad infrayacente, y en el margen presenta un valor de 2,3 cm/Ka.

La evolución espacial de las tasas de sedimentación en la unidad genética V muestra cómo en la zona del Mencal (margen de la cuenca), que correspondería a una zona de *horst* tectónico, los valores son menores, mientras que en la zona de Fonelas (centro de cuenca), que se correspondería con un sector subsidente al sur de la falla de Mencal, los valores son bastante más altos (Pla-Pueyo *et al.*, 2008a). Por tanto, se deduce que los sedimentos en la zona del Mencal presentarían una mayor condensación y probablemente hiatos sedimentarios, mientras que el centro del sector estudiado sería una zona de mayor subsidencia, con una tasa de sedimentación mucho más elevada, y un depósito mucho más continuo en el tiempo.

En cuanto a la unidad VI, las tasas en el centro y en el margen de la cuenca se equiparan (Pla-Pueyo *et al.*, 2008a), y son en conjunto menores que las calculadas para la unidad V.

Sobre el techo de la unidad VI existen perfiles de calcretas maduras (Pla-Pueyo *et al.*, 2009) que indican cómo la sedimentación se reduce al mínimo una vez colmatada la cuenca.

Estos resultados confirman la hipótesis ya planteada por Viseras (1991) de que en el sector central de la cuenca, para la unidad genética V, las tasas de sedimentación y subsidencia serían mayores en el centro que en los márgenes, mientras que en la unidad VI las tasas serían similares y descenderían hacia el final del desarrollo de la unidad.

IV.1.2.2. Espacio de acomodación disponible

Durante el depósito de las unidades V y VI, la Cuenca de Guadix experimenta un levantamiento tectónico continuo y un descenso progresivo en la tasa de subsidencia (Soria *et al.*, 1998), lo que implica una disminución del espacio de acomodación disponible (Viseras, 1991; Fernández *et al.*, 1996a, 1996b; Soria *et al.*, 1998; Pla-Pueyo *et al.*, 2009), que se refleja en que el volumen de sedimentos estimado para la unidad V es casi el doble que el estimado para la unidad VI (Viseras, 1991).

Este hecho se pone de manifiesto no sólo al calcular la evolución espacio-temporal de las tasas de sedimentación, menores en la unidad VI, sino también al realizar estimaciones de potencias de sedimentos entre dos líneas de tiempo. El espesor de sedimento entre dos isócronas en la unidad V es mayor que el estimado entre dos isócronas en la unidad VI (Viseras, 1991; Pla-Pueyo *et al.*, 2008a, 2009), y la geometría de las superficies de cambio lateral de facies entre los tres sistemas de drenaje principales se hacen menos inclinadas en la unidad VI, lo que se atribuye a una menor tasa de subsidencia (Viseras, 1991; Soria *et al.*, 1998).

Por lo tanto, en el sector estudiado la unidad V presenta una tasa de creación de espacio de acomodación relativamente elevada en el centro, en especial en la zona subsidente afectada por la falla del Mencil, y algo menor en la zona marginal, mientras que la unidad VI muestra valor reducido en todos sus puntos, que disminuye conforme se va colmatando la cuenca, y que llega a ser prácticamente nulo en el momento de la colmatación.

IV.2. RELACIONES CLIMA-SEDIMENTACIÓN

En el sector en estudio se puede valorar la influencia del clima en la sedimentación a dos escalas diferentes. En la escala de la sedimentación dentro de cada unidad, el clima forma parte, junto con la tectónica y el nivel de base, de los factores alogénicos que determinan la arquitectura sedimentaria en su conjunto. En una escala espacial y temporal más amplia, el clima es el reflejo de procesos de origen astronómico relacionados con los fenómenos orbitales (precesión, oblicuidad y excentricidad) que pueden generar una señal en la sedimentación en forma de ciclicidad. En el presente apartado se tratarán por separado ambas escalas, dado que su influencia sobre la sedimentación es diferente.

IV.2.1. INFLUENCIA DEL CLIMA SOBRE LA SEDIMENTACIÓN EN CADA UNIDAD EN EL SECTOR ESTUDIADO

El clima, caracterizado tanto por las temperaturas como por las precipitaciones, puede influir en la sedimentación de diversas formas. Por ejemplo, en los depósitos siliciclásticos, un clima con marcada estacionalidad puede provocar una gran diferencia en la cantidad de los aportes entre la estación cálida y la húmeda, o cambios en el estilo de la sedimentación en función de la hidrología determinada por dicho clima. En el caso de los carbonatos, la influencia climática es aún más evidente, ya que la temperatura y la abundancia de agua en el medio determinarán la formación de un tipo u otro de carbonato. En el caso de los carbonatos palustres, los más abundantes en el sector, deben existir las suficientes precipitaciones para transportar las soluciones ricas en carbonato, ya sea superficialmente o en forma de aguas subterráneas (De Wet *et al.*, 1998), desde las áreas fuentes ricas en carbonato (Gierlowski-Kordesch, 1998).

Las inferencias estrictamente climáticas que se pueden realizar a partir de los datos sedimentológicos en el sector en estudio para cada unidad se exponen a continuación. Se ha escogido el área central para esta determinación, ya que en el sector marginal los materiales del SA presentan una marcada distalidad, y no son representativos del conjunto.

IV.2.1.1. Unidad V

En el sector estudiado, la unidad V presenta fundamentalmente canales fluviales perennes (no se aprecian paradas importantes en la sedimentación, que vendrían indicadas por la formación de paleosuelos maduros y la erosión importante de los depósitos previos) y niveles aislados de carbonatos palustres, cuyo grado de edafización indica un índice de exposición subaérea medio (Platt y Wright, 1992) del 40% al 70% en el SA (Pla-Pueyo *et al.*, 2009), que en algunos puntos alcanza el 90%. Esto se podría relacionar con bajadas estacionales del nivel de base entre etapas de precipitaciones más abundantes que permitirían la alteración pedogénica de los carbonatos (Wright, 1999).

En los perfiles FP-1 y M-9 aparecen capas con un elevado contenido en materia orgánica, que implicarían una humedad elevada. Se da la circunstancia de que en el perfil M-9, aparecen muy cerca del límite con la unidad VI, intercaladas entre carbonatos (índice de exposición cercano al 0% en estos puntos).

Las facies del SA nos estarían indicando un clima lo suficientemente húmedo como para mantener funcionando una red fluvial de forma casi continua en el tiempo, en el que las zonas distales de la llanura de inundación permanecerían encharcadas una parte importante del año, pero con una estacionalidad que se refleja en la frecuente desecación y edafización de estos carbonatos palustres.

En cuanto a los sistemas aluviales transversales, cuyas facies medias y distales están presentes en el sector, muestran abundantes facies finas, a menudo en relación con zonas encharcadas, y presentan un predominio de facies clastosoportadas, en algunas ocasiones con granoclasificación positiva, en los cuerpos groseros que los forman. La posición tan distal que ocupan, junto con los rasgos indicados anteriormente, apuntan a que los aportes probablemente no tendrían un carácter torrencial, sino que el aporte de agua sería relativamente abundante durante largos períodos.

En lo que respecta a las temperaturas, se dispone de dos tipos de datos. Por un lado, las aportaciones de Minwer-Barakat (2005) plantean a partir de la fauna de micromamíferos estudiada en varios yacimientos de la Cuenca de Guadix, un clima relativamente frío para la unidad V. Por otro, el análisis de la morfología de los dos cuerpos tobáceos encontrados en la unidad V, relacionados con los depósitos del SA, apuntan a un clima templado a frío.

Por lo tanto, a partir de los rasgos sedimentológicos y petrológicos analizados en el sector en estudio, se propone para la unidad V un clima estacional, intermedio a sub-húmedo y no demasiado frío (Pla-Pueyo *et al.*, 2009).

IV.2.1.2. Unidad VI

En la unidad VI la cantidad de información disponible para realizar las inferencias climáticas es mucho menor, dada la intensa erosión a que ha estado sometida desde el cambio del régimen hidrográfico de la cuenca. A pesar de ello, con los datos de que se dispone, se puede proporcionar un esbozo del tipo de clima que imperaría.

Los elementos siliciclásticos no aportan mucha información de tipo climático, pero los elementos carbonatados en el SA en la unidad VI se hacen más extensos y más potentes,

apareciendo un conjunto de niveles palustres que se apilan en la vertical en las zonas occidental y septentrional. Aunque esto pueda asociarse también a cuestiones de espacio de acomodación y nivel de base, tema que se tratará más adelante, es necesaria la presencia de agua en abundancia para mantener encharcadas zonas de extensión kilométrica la mayor parte del año. Además, el índice de exposición subaérea (Platt y Wright, 1992) de los carbonatos en la unidad VI es en general algo menor que en la V, estimado entre el 0% y el 50% (Pla-Pueyo *et al.*, 2009), tanto por la presencia en varios puntos de niveles de carbón asociados a carbonatos (perfiles FSCC-1, FBP-SVY-1 y M-9) como por el grado de edafización que presentan las facies carbonatadas.

En conjunto, se propone un clima sub-húmedo para la unidad VI, ligeramente más húmedo que el deducido para la unidad V, aunque seguiría siendo un clima estacional, con desecación ocasional de las zonas encharcadas en las que se deposita el carbonato (Pla-Pueyo *et al.*, 2009).

IV.2.2. CICLICIDAD Y CONTROL ASTRONÓMICO SOBRE LA SEDIMENTACIÓN

IV.2.2.1. Establecimiento de la ciclicidad

Durante el levantamiento de los perfiles estratigráficos en el sector estudiado se hizo patente la existencia de ciclicidad en los sedimentos de los tres sistemas de drenaje que se han identificado en los perfiles, y los ciclos reconocidos se exponen brevemente a continuación.

IV.2.2.1.1. Ciclicidad en el Sistema Axial (SA)

Tal y como se ha comentado en el capítulo 3, al hablar de las secuencias básicas de orden 3 del SA, existen una serie de patrones en los sedimentos de este sistema que se repiten en el registro. Dado que en el presente trabajo se atribuye a estas secuencias un origen principalmente autocíclico, en el que intervendrían fundamentalmente los procesos normales que caracterizan la dinámica sedimentaria de un sistema fluvial, este tipo de ciclicidad no presenta excesivo interés en lo que a controles alogénicos se refiere.

Aparte de la repetición de secuencias de orden 3, los sedimentos del SA presentan en algunas zonas una patente ciclicidad en forma de secuencias de orden 4. Estas macrosecuencias suelen estar formadas por conjuntos de secuencias de orden 3 en las que coexisten canales sinuosos (SCw/SCn) y lutitas de la llanura de inundación (FTg) con niveles carbonatados (CPm) de poca continuidad lateral. Las macrosecuencias de orden 4 suelen presentar a techo un nivel carbonatado palustre muy extenso.

En términos climáticos el límite entre estas macrosecuencias se interpreta como el resultado de un ascenso importante del nivel de base, posiblemente provocado por precipitaciones de gran envergadura, que generan el encharcamiento de extensas zonas en la llanura de inundación. En el perfil FP-1 existen ejemplos de varias de estas macrosecuencias que se repiten sucesivamente, y que presentan una ciclicidad de un rango temporal mayor que el de las secuencias de orden 3.

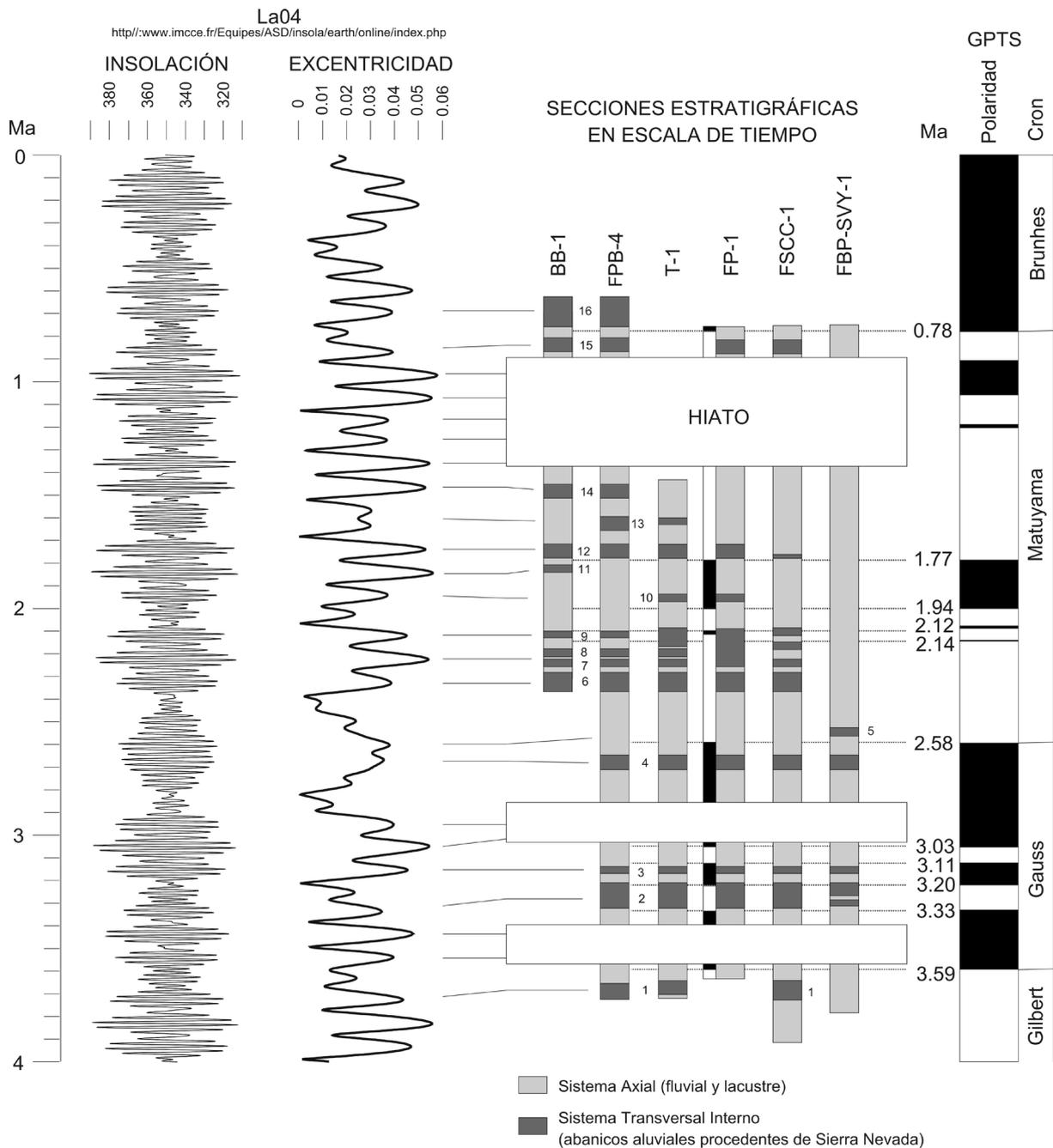


Figura IV.1. Fases de progradación del STI en facies del SA detectadas en los perfiles de la zona occidental BB-1, FPB-4, T-1, FP-1, FSCC-1 y FBP-SVY-1. La correlación de estas intercalaciones con las curvas de Laskar (Laskar *et al.*, 2004) indica una ciclicidad del orden de 100Ka, dentro del rango de temporal de las variaciones en la excentricidad orbital.

Figure IV.1. Progradation phases of the Internal Transverse System on the Axial System facies identified in the stratigraphic profiles of the western zone BB-1, FPB-4, T-1, FP-1, FSCC-1 y FBP-SVY-1. The correlation of these progradations with the Laskar curves (2004) shows a cyclicity of 100Kyr, within the time range of changes in orbital eccentricity.

IV.2.2.1.2. Ciclicidad en el Sistema Transversal Interno (STI)

En el sector estudiado la mayor parte de las facies del STI que aparecen corresponden a la parte media-distal del sistema, en la que predominan los sedimentos finos, lo que dificulta en gran medida el identificar una ciclicidad dentro de ellos. Aún así, la secuencia básica de orden 3 establecida para los materiales del STI en el sector estudiado se repite en algunos lugares, pero no de forma lo bastante sistemática como para poder observar una ciclicidad de un rango concreto.

Lo que resulta muy interesante a la vista del esquema de correlación litoestratigráfica (Fig. II.21.) es que las intercalaciones del STI en los materiales del SA presentan una ciclicidad no relacionada con los ciclos básicos del sistema de drenaje al que pertenecen. De hecho, los ciclos no se distribuyen de forma homogénea en las intercalaciones. Así, tanto en el presente trabajo como en trabajos que se han derivado del estudio de la ciclicidad de estos materiales (Pla-Pueyo *et al.*, 2008b) se ha considerado oportuno analizar únicamente la frecuencia con que se producen sus intercalaciones dentro de la llanura de inundación del Sistema Axial, en lugar de contabilizar el número de ciclos comprendidos en cada una de ellas, ya que se piensa que esta frecuencia podría tener un significado de tipo climático.

IV.2.2.1.3. Ciclicidad en el Sistema Transversal Externo (STE)

El ciclo básico que se extrae para la unidad V de los perfiles estratigráficos levantados en materiales del STE coincide en términos generales con las secuencias de orden 3 que se han identificado en el sector estudiado, y que se han relacionado con un origen principalmente alocíclico, en relación a las oscilaciones del nivel de base.

En cuanto a la unidad VI, las dos únicas columnas estratigráficas en la que se han cortado los materiales de esta unidad en el STE (M-2 y M-9) presentan niveles sucesivos de brechas en los que la única posibilidad de establecer una ciclicidad son los niveles carbonatados que a veces los limitan a techo, pero el registro no es lo suficientemente abundante como para determinar ciclos.

IV.2.2.1.3. Ciclicidad registrada en la interdigitación entre el Sistema Transversal Interno y el Sistema Axial

Al observar la correlación litoestratigráfica de los perfiles de las zonas occidental y oriental (Fig. II.21, capítulo 2) llama la atención lo abundantes que son las intercalaciones de materiales del STI entre las facies fluviales del SA. Tras un análisis más detallado, se ha comprobado que estas progradaciones del STI presentan una marcada ciclicidad, de forma que se ha tratado de contabilizar la duración temporal de cada uno de los ciclos. El resultado del conteo (aproximadamente 100 Ka) ha llevado al planteamiento de un posible control astronómico sobre la sedimentación, que se discute a continuación.

IV.2.2.2. Control astronómico

El interés de relacionar la ciclicidad con los fenómenos orbitales se basa en la posibilidad de dar una interpretación climática a los mismos, en base a las teorías de Milankovitch (1941). Siguiendo la metodología presentada en el capítulo 1 (epígrafe I.6.), se ha utilizado la ciclicidad determinada en los perfiles FP-1 y M-9 para intentar relacionarla con procesos orbitales e interpretarla en términos climáticos.

IV.2.2.2.1. Registro de ciclos de excentricidad de alta frecuencia (100Ka)

En los materiales del SA, la correlación de los ciclos determinados a partir de secuencias de tercer orden con las curvas de Laskar (Laskar *et al.*, 2004) ha dado resultados muy variados.

Si se trata de explicar el origen de estos ciclos como resultado de un proceso de tipo astronómico, el rango temporal medio obtenido para ellos es de unos 30 Ka, de forma que algunos coinciden con el rango que caracteriza a la precesión (23Ka), mientras que otros se correlacionan con la ciclicidad que generan las variaciones en la oblicuidad (41Ka). De momento no se han obtenido resultados concluyentes que permitan asignar a la ciclicidad de las secuencias de orden 3 un origen astronómico.

En cuanto a las secuencias de orden 4, algunas de ellas han podido correlacionarse con la ciclicidad de 100 Ka que caracteriza a la excentricidad en las curvas de Laskar (Laskar *et al.*, 2004), pero no se dispone de datos suficientes para proponer un origen astronómico para ellas.

Respecto a las secuencias de orden 3 determinadas para el STE, su correlación con las curvas de Laskar (Laskar *et al.*, 2004) no ha dado buenos resultados, de modo que tampoco se puede plantear la influencia de los procesos astronómicos en su formación con los datos disponibles hasta la fecha.

Los únicos ciclos para los que se puede plantear de una forma clara un posible origen astronómico en el sector en estudio son los que genera el STI al intercalarse entre las facies del SA. Las fases de progradación del STI que aparecen intercaladas en los materiales del SA presentan una ciclicidad cuya correlación con las curvas de Laskar (Laskar *et al.*, 2004) es bastante interesante. Tras un primer estudio preliminar realizado en el perfil FP-1 (Pla-Pueyo *et al.*, 2008b), la correlación del perfil FP-1 con otros cinco perfiles dentro del sector estudiado (BB-1, FPB-4, T-1, FSCC-1 y FBP-SVY-1) y las curvas de Laskar (Laskar *et al.*, 2004) ha dado pie a nuevos resultados en lo referente a la ciclicidad de las intercalaciones del STI en los materiales del SA que están actualmente en proceso de revisión.

La correlación capa a capa de las seis sucesiones estratigráficas de la zona occidental del sector en estudio, en las que aparecen interdigitados el ITS y el AS, ha permitido establecer, al menos, 16 fases de progradación de los abanicos aluviales procedentes de Sierra Nevada hacia el valle fluvial de la Cuenca de Guadix. El estudio combinado de magnetoestratigrafía y bioestratigrafía revela que el intervalo con el registro estratigráfico más continuo abarca temporalmente desde 1,778 a 2,581 Ma (0,803 Ma de duración), en el cual se han identificado 7 fases de progradación (numeradas del 5 al 11) (Fig. IV.1). De igual forma, entre 3,116 y 3,330 Ma (0,214 Ma de duración) se han detectado 2 fases (números 3 y 4). Esto permite precisar un patrón de repetición de ca. 100 Ka, que encaja bien con los ciclos astronómicos de excentricidad de alta frecuencia. La correlación de estas fases con la curva de variaciones de

excentricidad de Laskar (Laskar *et al.*, 2004) muestra una correspondencia con momentos de máxima excentricidad (0,04 - 0,06), cuyo significado climático será tratado más adelante.

Asumiendo la curva de Laskar (Laskar *et al.*, 2004), el intervalo de tiempo con registro sedimentario en las sucesiones estudiadas abarca desde 3,8 Ma (primera fase de progradación, numerada como 1) hasta 0,7 Ma (última fase de progradación, numerada como 16). Durante estos ca. 4 Ma la curva teórica consta de 25 máximos de excentricidad, dato que contrasta con nuestras 16 fases. Esta diferencia puede ser explicada por hiatos sedimentarios, como se demuestra, por ejemplo, en la sucesión magnetostratigráfica FP-1 (Fig. IV.1). En esta sucesión faltan los dos crones superiores de polaridad normal de la época de Matuyama, lo que explica la ausencia de registro de 5 máximos de excentricidad comprendidos entre 0,95 y 1,35 Ma. Tales hiatos se interpretan como el resultado de la dinámica de relleno de la cuenca mediante la construcción de abanicos aluviales. Según el modelo de Viseras y Fernández (1995), la migración pendular de las áreas deposicionales activas de los abanicos del ITS condiciona un continuo desplazamiento de los depocentros; ello implica una falta de registro sedimentario en los puntos de la cuenca donde las áreas deposicionales aluviales no son activas.

IV.2.2.2.2. Significado climático de los ciclos de excentricidad

En torno a 100 ka la excentricidad de la órbita terrestre cambia de 0,0034 (elipticidad mínima, 0%) a 0,058 (elipticidad máxima, 5%). En primer lugar, estos cambios condicionan la cantidad de energía solar recibida por la Tierra en el perihelio y afelio; cuando la excentricidad es mínima el perihelio recibe un 6% más de radiación que el afelio, mientras que en excentricidad máxima esta diferencia alcanza el 20-30%. En segundo lugar, cuando la excentricidad es extrema las estaciones que ocurren en el afelio son sustancialmente más largas que las del perihelio. Así, el solo papel de la excentricidad condicionaría, para valores máximos, los inviernos más fríos y de mayor duración cuando la Tierra está en el afelio. Por otro lado, la excentricidad modula la precesión, de forma que las menores cantidades de energía solar que recibe el hemisferio norte ocurren cuando el polo norte apunta hacia la estrella Vega (precesión mínima, insolación mínima de invierno) y cuando la oblicuidad es máxima (23,5° de inclinación). De ello resulta que los valores extremos de enfriamiento del hemisferio norte se repiten cada ca. 100 ka, con la conjunción de excentricidad máxima, precesión mínima y oblicuidad máxima.

Actualmente en Sierra Nevada, de donde derivan los principales drenajes de la Cuenca de Guadix, las máximas precipitaciones ocurren durante los meses fríos del invierno (Castillo-Requena, 1981), cuando esta cadena montañosa está afectada por borrascas de origen atlántico. En concreto, durante los meses de noviembre a febrero la precipitación media es de 90 l/m². La altitud de Sierra Nevada (cerca de 3500 m) condiciona que tales precipitaciones sean de origen orográfico, debido al ascenso forzado a favor de las vertientes de los frentes húmedos atlánticos. Estas condiciones corresponden a la configuración orbital actual de excentricidad mínima, oblicuidad intermedia y precesión máxima. En el presente trabajo se asume que Sierra Nevada fue durante el Plioceno superior y Cuaternario una cadena montañosa de elevación parecida a la actualidad, toda vez que ya quedó configurada mucho antes (Mioceno superior, de acuerdo con Sanz de Gadeano y Alfaro (2004). Esto permite inferir que el mecanismo básico de precipitaciones orográficas se mantuvo en el pasado reciente. Sin embargo, el contexto climático

Martinsen et al., 1999			Alonso Zarza, 2003	
$A/S > 1$	LAS	Canales multiconstruidos, amalgamados, no se preserva el material fino, alta probabilidad de inundaciones	Modelo de baja actividad (<i>Low Activity Pattern</i>)	Secuencias palustres apiladas en la vertical en la llanura de inundación
$A/S = 1$	Límite entre cortejos sedimentarios	Sucesiones expansivas con alta probabilidad de inundaciones		Típica situación de etapas finales de relleno de cuencas cerradas
$0 < A/S < 1$	HAS	Canales muy espaciados, alta preservación del material fino	Modelo de alta actividad (<i>High Activity Pattern</i>)	Potentes depósitos de llanura de inundación con canales aislados, pequeñas charcas y paleosuelos pobremente desarrollados, intercalados con depósitos aluviales siliciclásticos
$A/S \leq 0$	Límite entre cortejos sedimentarios	<i>bypass</i> de sedimentos y desarrollo de superficies erosivas regionales	Límites de secuencias	Calcretas y paleosuelos, cuya madurez dependerá de su tiempo de exposición subaérea

Tabla IV.1. Comparación de los modelos de estratigrafía secuencial para cuencas continentales de Martinsen *et al.* (1999) y Alonso-Zarza (2003).

Table IV.1. Comparison of Martinsen et al. (1999) and Alonso Zarza (2003) sequence-stratigraphic models for continental basins.

fue diferente para los períodos extremos fríos de excentricidad y oblicuidad máximas, y de precesión mínima, que se repiten cada 100 ka, en los cuales las precipitaciones deberían ser más acusadas y de mayor duración en comparación con la actualidad. En tales condiciones se favorece la entrada de aportes procedentes de Sierra Nevada hacia el interior de la cuenca, alcanzando su máxima extensión (progradación) los abanicos aluviales que forman el ITS.

IV.3. RELACIONES NIVEL DE BASE-SEDIMENTACIÓN

Las oscilaciones del nivel de base conforman el tercer factor alogénico que puede influir sobre la arquitectura fluvio-lacustre en una cuenca continental.

Existen dos formas de definir el nivel de base. La primera de ellas es la que tradicionalmente se ha usado en estratigrafía secuencial, en la que el nivel de base es equivalente al nivel del mar o eustatismo. La segunda se basa en el concepto de “nivel de base estratigráfico”, que se define como “la superficie de energía potencial que describe la dirección en que un sistema estratigráfico tiende a moverse hacia la sedimentación y la preservación estratigráfica o hacia el *bypass* de sedimento y la erosión” (Shanley y McCabe, 1994). El nivel de base estratigráfico se puede aplicar en contextos continentales en los que la influencia del nivel del mar no es significativa, como es el caso de las unidades continentales V y VI de la Cuenca de Guadix.

Durante las dos unidades más modernas de la etapa de sedimentación continental en la cuenca, el nivel de base estuvo marcado por las oscilaciones del lago somero situado en la zona de Baza (Viseras, 1991), de forma que el concepto de nivel de base estratigráfico es aplicable a ambas unidades.

En cuanto a las oscilaciones de dicho nivel de base, los estudios sedimentológicos han puesto de manifiesto que en la unidad V, cada una de las secuencias características de orden 3 del SA apuntan a un nivel de base en ascenso en el rango de la secuencia. Este hecho está en concordancia con lo que indican las secuencias de orden 3 del STE, en el que se interpreta el desarrollo de la secuencia como un resultado de un nivel de base en ascenso, que se va ralentizando hasta que en un momento dado se detiene, y finaliza así la secuencia, comenzando de nuevo al descender el nivel de base.

Por lo tanto, para la unidad V se deduce un nivel de base en ascenso, que da lugar a la formación de secuencias de tercer orden registradas tanto en el SA como en el STE, mientras que los momentos en que este nivel desciende quedan reflejados como los límites de dichas secuencias.

En cuanto a la unidad VI, existe una expansión areal de las zonas en las que se produce sedimentación (Viseras, 1991), y las cuencas de Guadix y Baza pasan a compartir parcialmente la sedimentación, llegándose incluso a producir la conexión entre algunos de los depocentros (Sanz de Galdeano *et al.*, 2007a). Esto implica que el nivel de base asciende de una forma generalizada, manteniéndose alto durante el depósito de la unidad VI, facilitando la aparición de amplias zonas encharcadas de forma semi-permanente en las que se podrían acumular niveles muy extensos de carbonatos palustres, tal como sucede en la zona occidental del sector en estudio (Pla-Pueyo *et al.*, 2009).

Una vez se produce el cambio hidrográfico relacionado con la captura de la antigua red fluvial por el Guadiana Menor (Vera, 1970b; Estévez *et al.*, 1976; Viseras y Fernández, 1992; Calvache y Viseras, 1995, 1997; Calvache *et al.*, 1996), el nivel de base estratigráfico imperante durante el Plioceno y parte del Pleistoceno desaparece, siendo desde ese momento el nivel del mar (Océano Atlántico) el que influye en los procesos que acaecen en la Cuenca de Guadix.

IV.4. DINÁMICA EVOLUTIVA DE LAS UDS V Y VI EN EL SECTOR ESTUDIADO

Tal y como se ha ido comentando en los epígrafes anteriores, las diferencias en las condiciones sedimentarias y la arquitectura fluvio-lacustre en las unidades V y VI están controladas por la influencia relativa de la tectónica, el clima (hidrología) y los cambios del nivel de base, y dicha influencia se puede enfocar aplicando los conceptos de la estratigrafía secuencial (Pla-Pueyo *et al.*, 2009).

Martinsen *et al.* (1999) aconsejan la utilización de la terminología convencional para la estratigrafía secuencial (*lowstand*, *transgressive* y *highstand systems tracts*) en contextos continentales en los que se puede realizar una correlación clara y detallada entre la parte continental y la parte marina de una cuenca, asumiendo que el nivel del mar controla la arquitectura estratigráfica (Allen, 1978; Bridge y Leeder, 1979; Wright y Marriot, 1993).

Cuando el modelo sedimentario resultante es completamente independiente del nivel del mar, ya sea por la gran distancia hasta la costa, o porque se trate de una cuenca cerrada desconectada del mar, Martinsen *et al.* (1999) proponen una nueva nomenclatura, utilizando el concepto de nivel de base estratigráfico (Tabla IV.1).

Dado que los cambios en el nivel de base estratigráfico aumentan o disminuyen el espacio de acomodación, el espacio potencial disponible para la acumulación de sedimento (Jervey, 1988), el nivel de base estratigráfico podría expresarse como la proporción de espacio de acomodación existente en la cuenca en un momento dado (A) respecto a la cantidad de sedimento (S) que entra en ella (ratio A/S según Martinsen *et al.*, 1999). De forma muy simplificada respecto a lo que en realidad ocurre en la naturaleza, la tectónica sería el control principal en la creación de espacio de acomodación (A), mientras que la cantidad de aportes (S) estaría fuertemente controlada por el clima. De esta forma, la ratio A/S puede utilizarse para establecer una relación entre los tres factores alogénicos que influyen en la sedimentación en una cuenca continental y los modelos sedimentarios teóricos que resultarían al variar el grado de influencia de cada uno de ellos (Martinsen *et al.*, 1999) (Tabla IV.1):

- Cuando la ratio $A/S \leq 0$, debido a que no existe espacio de acomodación, o incluso se está produciendo levantamiento, no se acumula sedimento, éste es transportado a otras áreas, y se forman superficies erosivas regionales o límites de secuencias.

- Si $0 < \text{ratio } A/S < 1$, el aporte de sedimento es mucho mayor que el espacio de acomodación, que siempre se rellena de sedimento. Esta situación lleva a la formación de una secuencia del tipo "LAS" (*low accommodation systems tract* o cortejo sedimentario de baja acomodación), en la que apenas se preserva el material fino, y en la que dominan los canales multiconstruidos.

- Con una ratio $A/S=1$, el equilibrio entre el espacio de acomodación y el aporte de sedimentos genera sucesiones expansivas, con la formación de límites entre cortejos sedimentarios.

- En casos en los que la ratio $A/S > 1$, los aportes no son capaces de rellenar todo el espacio de acomodación disponible, y la probabilidad de inundación de la llanura aluvial se incrementa. Como resultado, se preservan de forma importante los sedimentos de menor tamaño

de partícula, y los canales aparecen muy espaciados entre sí, representando una secuencia del tipo “HAS” (*high accommodation systems tract* o cortejo sedimentario de alta acomodación).

Aunque el modelo propuesto por Martinsen *et al.* (1999) puede ser de gran utilidad en cuencas continentales en las que la sedimentación siliciclástica está controlada por cambios en el nivel de base estratigráfico, este modelo no menciona nada sobre el depósito de carbonatos continentales en relación con estos cambios.

De forma alternativa, existe un modelo, propuesto por Alonso-Zarza (2003), que relaciona la aparición de carbonatos palustres en una cuenca con la interacción entre el espacio de acomodación (controlado por la tectónica) y el aporte de agua sumado al de sedimentos (controlado por el clima/la hidrología). En este modelo (Tabla IV.1) se consideran dos situaciones posibles. La primera, que podría denominarse como de “Alta Actividad” (*“High Activity Pattern”* según Pla-Pueyo *et al.*, 2009), estaría representada por un sistema fluvio-lacustre que se desarrolla en un contexto de alto espacio de acomodación, y que forma lagos y charcas en la llanura de inundación. El modelo sedimentario resultante estaría formado por potentes depósitos de llanura de inundación con la presencia de canales aislados, charcas y lagos, y paleosuelos poco desarrollados. La segunda situación, de “Baja Actividad” (*“Low Activity Pattern”* según Pla-Pueyo *et al.*, 2009), se produciría cuando el espacio de acomodación fuera reducido, y estaría representado por secuencias palustres apiladas en la vertical. Esta situación se da generalmente en las últimas etapas del relleno de cuencas cerradas, reflejando una reducción en el gradiente de la topografía o una reducción en la carga transportada por el sistema aluvial/fluvial (Alonso-Zarza, 2003). Para las disconformidades y límites de secuencias, casos en que no se produce sedimentación y/o existe erosión (comparable a la situación en la que la ratio $A/S \leq 0$ según Martinsen *et al.*, 2009), se propone la formación de calcretas y paleosuelos con un alto grado de madurez (Alonso-Zarza, 2003).

La integración de los dos modelos anteriores, ambos basados en la estratigrafía secuencial, se ha utilizado para explicar la arquitectura fluvio-lacustre de las unidades V y VI en las zonas occidental y septentrional del sector estudiado (Pla-Pueyo *et al.*, 2009), y se ha aplicado en el presente trabajo para la totalidad del sector central de la Cuenca de Guadix.

IV.4.1. UNIDAD V

Tal y como se ha comentado anteriormente, un levantamiento continuo y una tasa de creación de espacio de acomodación que se reduce con el tiempo se asumen para la Cuenca de Guadix para las unidades V y VI (Viseras, 1991; Soria *et al.*, 1998). La unidad V en el sector estudiado presenta una tasa de creación de espacio de acomodación relativamente elevada, que se atribuye en parte a la subsidencia tectónica generada por la actividad de la falla del Mencal. Aunque la tasa de sedimentación calculada para la zona occidental del sector en estudio en la unidad V es relativamente alta (5,2 cm/Ka, Pla-Pueyo *et al.*, 2008), el predominio del depósito frente al de la erosión en los materiales del SA, los más abundantes en esta zona, indican que la tasa de creación de espacio de acomodación, debida principalmente a la actividad tectónica sinsedimentaria, probablemente era mayor que el aporte de sedimentos. Esto implicaría que aplicando el modelo de Martinsen *et al.* (1999) a la unidad V, la ratio A/S sería mayor que la unidad, y por tanto estaríamos ante una secuencia del tipo HAS (cortejo sedimentario de alta

Unidad Genética	Espacio de Acomodación	Modelo sedimentario	Clasificación según el modelo de Martinsen et al. (1999)	Clasificación según el modelo de Alonso-Zarza (2003)
Materiales sobre el techo de la unidad VI	Cuenca totalmente rellena (no queda espacio de acomodación disponible)	Calcretas pedogénicas maduras y desarrollo de paleosuelos	$A/S \leq 0$	Límites de secuencias
Unidad VI	Bajo espacio de acomodación disponible	Secuencias palustres carbonatadas apiladas en la vertical Sedimentos de ll. inund. con desarrollo de algunos paleosuelos inmaduros	LAS (Cortejo sedimentario de baja acomodación)	Modelo de baja actividad (<i>Low Activity Pattern</i>)
Unidad V	Elevado espacio de acomodación disponible	Potentes depósitos finos de llanura de inundación y canales sinuosos simples y canales multiconstruidos Desarrollo de paleosuelos inmaduros Algunas capas carbonatadas con rasgos palustres	HAS (Cortejo sedimentario de alta acomodación)	Modelo de alta actividad (<i>High Activity Pattern</i>)

Tabla IV.2. Clasificación de las unidades V y VI en el sector estudiado en términos de la estratigrafía secuencial. Para más información sobre los modelos, ver texto y Tabla IV.1.

Table IV.2. Classification in terms of sequence stratigraphy of Units V and VI in the studied sector in the Guadix Basin. For further information about both models, see text and Table IV.1.

acomodación). Las facies del SA que aparecen en el sector estudiado, que se atribuyen al tramo medio-distal del sistema, presentan canales aislados unos de otros y embebidos en los potentes sedimentos siliciclásticos de la llanura de inundación, con la aparición en zonas distales de carbonatos palustres y paleosuelos inmaduros, que indicarían áreas encharcadas temporalmente. En conjunto estas facies, dominadas por sedimentos siliciclásticos (principalmente cuarcitas y micaesquistos de procedencia interna), coinciden con la descripción realizada por Martinsen *et al.* (1999) para la sedimentación en secuencias de tipo HAS, en las que la probabilidad de inundación es elevada.

Si aplicamos a esta unidad el modelo propuesto por Alonso-Zarza (2003), estaríamos en la situación de “alta actividad” (Pla-Pueyo *et al.*, 2009), en la que el espacio de acomodación es elevado, y en la que se produce una acumulación importante de sedimentos de llanura de inundación, siendo los carbonatos palustres minoritarios, y reduciéndose su sedimentación a ciertos sectores de la misma protegidos de la entrada de aportes siliciclásticos. Ambas clasificaciones (Martinsen *et al.*, 1999 y Alonso-Zarza, 2003) son por tanto válidas y en cierta medida complementarias en el caso de la unidad V en el sector estudiado. Teniendo en cuenta la elevada influencia que tiene el área fuente del sedimento en la precipitación del carbonato (Gierlowski-Kordesch, 1998), la acumulación limitada de carbonatos palustres en la llanura de inundación se puede explicar como el resultado de un elevado aporte de materiales siliciclásticos procedentes de las Zonas Internas frente a un aporte mucho menor de carbonatos, que procederían de las Zonas Externas y llegarían al área de depósito disueltos en las aguas tanto superficiales como subterráneas. Además, los carbonatos palustres requieren un ambiente tranquilo y protegido para formarse, y por tanto una posición distal dentro de la llanura de inundación respecto a los canales que surcarían la llanura de inundación.

IV.4.2. UNIDAD VI

Esta unidad es la última secuencia en la evolución de la Cuenca de Guadix (Fernández *et al.*, 1996a; Viseras *et al.*, 2005). El levantamiento general de la cuenca predomina en esta unidad, y finaliza cuando se rellena la cuenca por completo, a 1000 m de paleoaltitud (Soria *et al.*, 1998). En el sector en estudio, la falla del Mencal deja de ser activa, lo que sumado a la disminución generalizada y gradual del espacio de acomodación al ir rellenándose la cuenca conduce a una homogeneización de los espesores de sedimento en los márgenes y el centro (Pla-Pueyo *et al.*, 2008). Por estas razones, la topografía de la cuenca durante la unidad VI probablemente fue bastante llana.

Aunque las fluctuaciones climáticas relacionadas con etapas glaciales/interglaciales tuvieron lugar durante el Pleistoceno, la hidrología deducida a partir de los sedimentos y de las texturas de los carbonatos no refleja cambios drásticos en el clima entre las unidades V y VI, aunque apuntan a una humedad algo mayor, de forma que el nivel freático se mantendría más alto estacionalmente en la unidad VI comparación con la unidad V.

El aporte de sedimentos durante el depósito de la unidad VI pudo ser similar a la cantidad de sedimentos que entraría en la cuenca durante la unidad V, pero debido a un ensanchamiento de la cuenca (Viseras, 1991) y a una reducción del espacio de acomodación total, la tasa de sedimentación sería menor (Pla-Pueyo *et al.*, 2008a). Wright y Marriott (1993) ya mencionan

la reducción de la capacidad de almacenamiento en cuencas cerradas durante las últimas etapas de relleno.

Dado que el espacio de acomodación descendió gradualmente durante el depósito de la unidad VI (Viseras, 1991; Soria *et al.*, 1998) y que se produjo una expansión del área de depósito de esta unidad respecto a la unidad infrayacente (Viseras, 1991), la pendiente de los abanicos aluviales transversales sería más baja, debido a la expansión de la cuenca (Fernández *et al.*, 1996a, 1996b). Si el aporte de sedimento superó al espacio de acomodación, todo el espacio disponible se rellenó y nuevas áreas recibieron sedimento, expandiéndose los sistemas aluviales y fluvio-lacustre conforme se expandiese la cuenca. Además, los análisis litológicos llevados a cabo en los clastos de la unidad VI por Viseras (1991) muestran que el STI amplió la extensión de su área fuente durante el depósito de la unidad VI.

Partiendo de los datos expuestos, la ratio A/S para la unidad VI tendría un valor entre 0 y 1, lo que correspondería a un cortejo sedimentario de baja acomodación (LAS) (Martinsen *et al.*, 1999).

Según el modelo de Martinsen *et al.*, (1999), hay dos divisiones posibles entre cortejos sedimentarios: límites de secuencia (ratio A/S ≤ 0) o zonas/superficies de expansión (ratio A/S = 1) (Tabla IV.XX). Considerando que la unidad V se ha clasificado como un cortejo del tipo HAS, y que la unidad VI, con ciertas modificaciones, se correspondería con una secuencia de tipo LAS, además de los datos expuestos anteriormente, es evidente que existe un descenso en la ratio A/S entre ambas unidades, por lo que la ratio A/S entre ellas estaría próximo a la unidad. Uno de los criterios utilizados para establecer el límite entre las unidades V y VI (Pla-Pueyo *et al.*, 2008a) es el momento de máxima expansión del SA respecto a los sistemas transversales. Por tanto, el límite entre las unidades V y VI podría clasificarse como una superficie de expansión en el sentido de Martinsen *et al.* (1999).

En el modelo planteado para las zonas occidental y septentrional del sector en estudio (Pla-Pueyo *et al.*, 2009) se planteaba la no coincidencia del modelo sedimentario propuesto por Martinsen *et al.* (1999) para las secuencias LAS, consistente en canales multiconstruidos, con el tipo de sedimentación descrita, en la que predominaban los materiales finos y los carbonatos palustres apilados en la vertical. Esta falta de coincidencia llevó a la utilización del modelo de Alonso-Zarza (2003) para explicar la sedimentación carbonatada en un contexto de espacio de acomodación reducido (Pla-Pueyo *et al.*, 2009).

La aplicación en el presente trabajo de los dos modelos al conjunto del sector central de la Cuenca de Guadix ha llevado a matizar las observaciones realizadas anteriormente (Tabla IV.2). Aunque en la zona oriental del sector se han encontrado localmente canales arenosos multiconstruidos (SCa) en facies del SA, situados en la parte más alta de la unidad VI, los canales que se han podido encontrar estratigráficamente más bajos, pero todavía dentro de la unidad VI, no muestran un carácter como el descrito por Martinsen *et al.* (1999) para secuencias del tipo LAS. Esto podría interpretarse quizá como un reflejo del descenso de base a techo de la unidad VI del espacio de acomodación, de modo que solamente un espacio de acomodación muy reducido, casi al final de la unidad VI, llevaría a la formación de canales multiconstruidos amalgamados. Además, para este tipo de cortejos sedimentarios, estos autores plantean la no conservación de los sedimentos finos, lo que no se observa en el sector estudiado, ya que en los lugares en los que no aparecen carbonatos (zona oriental) siguen predominando, como en

la unidad V, los materiales finos de la llanura de inundación. Esto confirma la posibilidad de extrapolar el planteamiento realizado por Pla-Pueyo *et al.* (2009) para los sectores occidental y septentrional al resto del sector en estudio.

Tal y como se ha mencionado al hablar del modelo teórico planteado por Martinsen *et al.* (1999), éste no tiene en cuenta la posibilidad de que la sedimentación tenga carácter carbonatado. Los abundantes depósitos palustres que aparecen en la unidad VI en las zonas occidental y septentrional pueden estar relacionados por un lado, con la distalidad en la llanura de inundación respecto al canal o canales del SA, y por otro, con la procedencia de los aportes.

En la zona oriental no aparecen apenas carbonatos, y aparecen pequeños canales aislados, además de un conjunto de canales arenosos amalgamados en una zona concreta. Esto podría explicarse de una forma relativamente sencilla si la zona principal de canales del SA durante la unidad VI se encontrase más cerca de la zona oriental que de la occidental. De esta forma, la excesiva proximidad a la zona de canales impediría el depósito de carbonatos en la zona oriental, mientras que las zonas occidental y septentrional se encontrarían más lejos de la fuente de sedimento siliciclástico, y por tanto recibirían aportes siliciclásticos solamente en momentos de grandes crecidas, permitiendo así el desarrollo de potentes secuencias palustres.

La intensa erosión que afecta a todo el sector, en especial a los depósitos de la unidad VI, hace imposible testar esta hipótesis, de modo que se propone otra explicación que podría haber contribuido a la presencia diferencial de carbonatos en distintas zonas en la unidad VI. Así, los abundantes depósitos carbonatados en el sector en estudio podrían estar relacionados con cambios en la procedencia del sedimento en esta parte de la cuenca. La procedencia es un control muy importante en los sistemas deposicionales continentales, ya que todos los sedimentos dentro de una cuenca son producto de la erosión de las áreas fuente circundantes (Gierlowski-Kordesch, 1998). En la unidad V predominan los depósitos siliciclásticos, jugando el SA y el STI un papel principal en la distribución del sedimento, debido fundamentalmente al levantamiento de la zona de Sierra Nevada, mientras que la sedimentación procedente de las Zonas Externas tiene un alcance espacial mucho menor, y una influencia relativamente baja en la sedimentación.

En la unidad VI, el SA se encuentra bastante desplazado hacia el NE (Viseras, 1991), lo que permitiría al STE participar más activamente en los aportes al valle fluvial (Pla-Pueyo *et al.*, 2009). Aunque los depósitos de los sistemas Axial e Interno continuaron predominando, la mayor influencia del STE en la sedimentación se hace patente con el aumento generalizado de los depósitos carbonatados, precisamente en las zonas cercanas al margen de la cuenca que limita con las Zonas Externas.

Para poder comprobar esta hipótesis, sería interesante estudiar las áreas fuente y los sedimentos resultantes mediante métodos más sofisticados, tales como los análisis de isótopos de Sr. Teniendo en cuenta que la señal de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medida en las aguas en el área fuente son directamente comparables a las que pueden realizarse sobre las rocas o sedimentos del depósito continental resultante (Davis *et al.*, 2009; Gierlowski-Kordesch *et al.*, 2008), la realización de análisis isotópicos del Sr en el sector estudiado podrían confirmar la fuente exacta del carbonato en cada una de las unidades de relleno de la cuenca.

En el trabajo realizado por Pla-Pueyo *et al.* (2009) se plantea la posibilidad de que el SA fuera en esta unidad un sistema de tipo anastomosado que agradaría sobre todo en la

vertical, dado el bajo gradiente de la cuenca al llegar a las etapas finales de relleno, y a la subida del nivel de base asociado a ellas (Makaske, 2001; Gibling, 2006; Makaske *et al.*, 2007) en el que existiría un elevado influjo de lodo carbonatado en suspensión (Valero-Garcés *et al.*, 1997; Gierlowski-Kordesch, 1998). La mala preservación del registro estratigráfico en esta unidad impide comprobar esta hipótesis, aunque los depósitos carbonatados muy extensos, tales como los que aparecen en la unidad VI en el SA, no suelen aparecer de forma característica en la llanura de inundación de sistemas fluviales meandriformes (Valero-Garcés *et al.*, 1997; Gierlowski-Kordesch, 1998).

En vista de que el modelo de Martinsen *et al.* (1999) no proporciona una descripción que sea aplicable por completo al sector estudiado, se ha aplicado el modelo de Alonso-Zarza (2003), en el que la unidad VI representaría una situación de “baja actividad (Pla-Pueyo *et al.*, 2009), con un descenso de los aportes siliciclásticos y una mayor presencia de carbonatos respecto a la unidad V. Un menor gradiente deposicional en una cuenca en extensión, sumado tal vez a un estilo fluvial de tipo anastomosado, darían lugar a la formación de extensas charcas someras, que incluso podrían considerarse humedales (Platt y Wright, 1992), en las que se podrían acumular potentes secuencias palustres. Esta situación parece ser característica de las etapas finales del relleno de cuencas cerradas (Alonso-Zarza, 2003), que es el caso de la unidad VI en la Cuenca de Guadix (Fernández *et al.*, 1996a; Soria *et al.*, 1998)

IV.4.3. SUPERFICIE SOBRE LA UNIDAD VI

Sobre los sedimentos de la unidad VI aparecen varios niveles carbonatados que se han interpretado como calcretas maduras (Pla-Pueyo *et al.*, 2009).

Al norte del sector estudiado, en la sección del Arroyo de Gor, se ha datado una de estas calcretas (Azañón *et al.*, 2006), cuya edad de formación se considera el momento en que se colmata la cuenca por completo.

En el presente trabajo no se dispone de datos suficientes para correlacionar las calcretas descritas con la que datan Azañón *et al.* (2006), ni para proponer una edad para las mismas. Por lo tanto, se ha considerado interesante utilizar estas calcretas y su grado de madurez como un indicador de la práctica ausencia de sedimentación a techo de la unidad VI (Alonso-Zarza, 2003), lo que en el modelo de Martinsen *et al.* (1999) correspondería a una $A/S \leq 0$, y por tanto a una superficie de erosión regional o de *bypass* de sedimento.

V. CONCLUSIONES

V. CONCLUSIONES DEL ESTUDIO

Con objeto de cumplir con los requisitos establecidos por la Universidad de Granada para la obtención de la mención de Doctorado Internacional, además de en español, se han redactado las conclusiones de esta Tesis Doctoral en inglés.

V.1. CONCLUSIONES

Los estudios de naturaleza estratigráfica, sedimentológica y petrográfica, conjuntamente con la elaboración de una cartografía litoestratigráfica en el sector central de la Cuenca de Guadix, han conducido a la obtención de las siguientes aportaciones, muchas de ellas novedosas, y otras que confirman hipótesis planteadas previamente en otros trabajos:

1) Se ha obtenido una edad absoluta para los yacimientos de macromamíferos más importantes localizados en el sector en estudio enmarcados en el Proyecto Fonelas, de modo que de más antiguo a más moderno, los yacimientos tendrían las siguientes edades:

- 2,5-2, 4 Ma para FSCC-2 y FSCC-3
- Entre 2,5-2,4 Ma (más alto estratigráficamente que FSCC-2 y FSCC-3) y 2,148Ma (por debajo del inicio del subcron Reunión) para el yacimiento ST-1
- 2,128-2,0 Ma (polaridad inversa entre el subcron Reunión y el yacimiento FP-1) para FPB-4
- 2,0Ma para FP-1 y FSCC-1, siendo el segundo yacimiento ligeramente más moderno que el primero
- 1,9Ma (polaridad normal, base de Olduvai) para FBP-SVY-1
- 1,9-1,8 Ma para M-8
- 1,778-1,072 Ma (polaridad inversa entre Olduvai y Jaramillo) para el tramo donde aparecen M-3, M-4 y M-5
- 1,5-1,4 Ma para M-9

2) Se ha determinado la posición de la superficie isócrona que representa el límite entre las unidades V y VI en el sector central de la Cuenca de Guadix, a la que se le asigna una edad de 1,778 Ma.

3) Para los sedimentos que afloran en el sector en estudio se han descrito 39 litofacies simples (9 gravosas, 7 arenosas, 6 lutíticas y 17 carbonatadas), de las cuales 9 se describen por primera vez en la Cuenca de Guadix.

4) Se han identificado un total de 15 elementos arquitectónicos de segundo orden en el sector en estudio, 11 de ellos litológicamente dominados por sedimentos siliciclásticos, que se han subdividido en elementos canalizados (5) y no canalizados (6). Los 4 elementos restantes presentan una litología predominantemente carbonatada, y muestran los tres tipos diferentes de carbonatos continentales presentes en el sector estudiado: carbonatos palustres, calcretas y tobas,

pudiendo diferenciarse en estas últimas entre tobas palustres y tobas de barrera. Estos elementos de segundo orden permiten determinar que los sedimentos que conforman las unidades V y VI representan las facies medias y distales de los tres sistemas de drenaje principales identificados en la cuenca (Sistema Axial, Sistema Transversal Interno y Sistema Transversal Externo).

5) Las secuencias de orden 3 que se han determinado para cada sistema de drenaje en cada una de las unidades genéticas que se reconocen en el sector en estudio muestran tanto una influencia de los procesos autocíclicos que forman parte de la dinámica sedimentaria de cada sistema como la influencia alocíclica, especialmente debida a oscilaciones del nivel de base, en el desarrollo de dichas secuencias. Así, para el Sistema Axial se han identificado secuencias de orden 3 que se deben fundamentalmente a los procesos autocíclicos asociados al funcionamiento propio de un sistema fluvial en sus facies medias-distales, y que en conjunto son indicadores de un nivel de base en ascenso. En el Sistema Transversal Externo se confirma la presencia en el sector estudiado de las secuencias ya descritas por Viseras (1991) y por Fernández et al. (1993) para otras zonas de la cuenca, con un control eminentemente alocíclico en relación con etapas de ascenso del nivel de base.

6) Para el Sistema Axial se han identificado secuencias de orden 4, que están limitadas a techo por niveles carbonatados palustres con una extensión mayor de un kilómetro. Estas secuencias se asocian a ascensos importantes en el nivel freático en la llanura de inundación distal, que posiblemente estén en relación con eventos de máximas precipitaciones, que favorecerían tanto crecidas importantes del sistema fluvial como ascensos del nivel del lago que actúa como nivel de base.

7) Los yacimientos de macromamíferos importantes que aparecen en el sector en estudio lo hacen asociados a facies del Sistema Axial. En algunos casos, los yacimientos aparecen en las facies finas siliciclásticas y/o carbonatadas propias de la llanura de inundación (FPB-4, FSCC-1, M-8, M-9, M-3 y M-4), mientras que en otros, están en relación con el relleno de las facies groseras (FSCC-3, FBP-SVY-1, M-5) o finas (FSCC-2) de canales arenosos (SCn) de pequeñas dimensiones.

El caso del yacimiento FP-1, que ya ha sido descrito en trabajos anteriores, es especial, porque aunque aparece asociado lateral y verticalmente a las facies de abandono progresivo de un canal arenoso, el sedimento en el que aparecen embebidos los restos óseos se interpreta como el resultado de la bioturbación de grandes mamíferos (posiblemente hienas) al pisotear un sustrato poco consolidado.

En cuanto al yacimiento M-2, aparece en facies del STE, asociado a una lente conglomerática plano-convexa, interpretada como el ala de un canal en forma de V (SCv).

8) El clima para el depósito de las unidades V y VI desde hace 3,8 Ma hasta el momento en que se instaura la red de drenaje actual se ha deducido a partir de datos sedimentológicos y petrográficos. Las texturas de los carbonatos palustres sugieren para este intervalo temporal un clima intermedio a sub-húmedo en el caso de la unidad V, y subhúmedo en la unidad VI. En la unidad V, estudios previos de otros autores en relación con la fauna de micromamíferos

proponen un clima más bien frío, lo que se confirma con las morfologías de los cuerpos tobáceos analizados en el sector en estudio, que apuntan a un clima frío a templado. Para la unidad VI no se dispone de datos relacionados con las paleotemperaturas.

9) A una escala cuencial, el origen de los ciclos generados por la progradación del STI en facies del SA se interpreta como debido a eventos climáticos relacionados con fenómenos orbitales del rango de los ciclos de Milankovitch de 100.000 años, que corresponderían a las variaciones en la excentricidad de la órbita terrestre.

10) Se han calculado las tasas medias de sedimentación en el sector en estudio a partir de la datación magnetoestratigráfica de los perfiles FP-1 y M-9. El perfil FP-1 se encuentra en la zona occidental del sector, que coincide con el centro de la cuenca, mientras que el perfil M-9 se localiza en la zona norte del sector, y aparece por tanto en el margen septentrional de la cuenca, donde limita con las Zonas externas. Las tasas de sedimentación calculadas para cada perfil muestran diferencias entre ambas unidades genéticas.

- Las tasas medias de sedimentación en la unidad V son mucho mayores en el centro de la cuenca, que corresponde a una zona más subsidente (tasa sedimentación media=5.2 cm/Ka) que en el margen (3 cm/Ka).
- Las tasas medias de sedimentación calculadas para la unidad VI son similares en el centro (2.4 cm/Ka) y en el margen (2.3 cm/Ka).
- Los valores varían menos entre las unidades V y VI en el margen que en el centro.
- La evolución espacial de las tasas de sedimentación media es la esperable considerando que el centro de la cuenca en el sector estudiado corresponde a una zona subsidente (FP-1, FSCC-1, mayor continuidad sedimentaria) y que el margen corresponde a depósitos sobre un *horst* del basamento (M-9, sedimentación condensada y discontinua). En cuanto a la evolución temporal, las tasas de sedimentación se reducen cada vez más, lo que se atribuye a una reducción del espacio de acomodación disponible, debido a la progresiva colmatación de la cuenca.

11) El nivel de base deducido para la unidad V sería fluctuante, generándose la sedimentación principalmente en situación de nivel de base en ascenso, mientras que en la unidad VI, el nivel de base se interpreta como relativamente estable, y alto en general.

12) La aplicación de la integración de dos modelos de estratigrafía secuencial, uno centrado en materiales siliciclásticos (Martinsen *et al.*, 1999), y el otro en sedimentos carbonatados (Alonso-Zarza, 2003), a las facies del SA en el sector estudiado, ha permitido relacionar la influencia de los factores alogénicos (clima, tectónica y oscilaciones del nivel de base) con la sedimentación en cada unidad genética, utilizando la ratio A/S (A=espacio de acomodación, S=aporte de sedimentos).

- La Unidad V presenta un predominio de materiales finos en los que se intercalan canales aislados y niveles carbonatados palustres, y en los que se

desarrollan paleosuelos inmaduros. Con una ratio $A/S > 1$, se interpreta como un cortejo sedimentario de alta acomodación (HAS), en el que el espacio de acomodación disponible superaría el aporte de sedimentos y se vería favorecido por la actividad de la falla normal del Mencil.

- El límite entre las unidades V y VI coincide con una situación en la que se produce una expansión de la sedimentación, por lo que dentro del modelo, encaja con la descripción de una superficie expansiva entre secuencias con diferente espacio de acomodación (ratio A/S próximo a 1).
- La Unidad VI muestra en las zonas occidental y septentrional paquetes de carbonatos que se apilan en la vertical, que se atribuyen a posiciones de la llanura de inundación protegidas de la entrada de material silicilástico, mientras que en la zona oriental predominan los sedimentos finos de llanura de inundación, con la presencia ocasional de pequeños canales sinuosos, y localmente canales amalgamados multiconstruidos. Esta unidad, con la ratio A/S entre 0 y 1, se interpreta como una secuencia en la que el espacio de acomodación es reducido y proporcionalmente menor que el aporte de sedimento (cortejo sedimentario de baja acomodación, o LAS).
- Sobre los sedimentos de la unidad VI aparecen niveles de calcretas maduras que se interpretan como la evidencia de una etapa de escasa o nula sedimentación (ratio $A/S \leq 0$).

V.2. CONCLUSIONS

The stratigraphic, sedimentologic and petrographic studies of units V and VI and geologic mapping of the central sector of the Guadix Basin have led to the following conclusions. Most of them are new, and a few represent the confirmation of previous hypotheses:

1) An absolute age has been obtained for the most important large-mammal sites of the Fonelas Project located within the study area. Arranged chronologically from the oldest to the youngest, the sites have the following ages:

- 2.5-2.4 Ma for FSCC-2 and FSCC-3.
- Between 2.5-2.4 Ma (stratigraphically higher than FSCC-2 and FSCC-3) and 2.148 Ma (under the beginning of the Reunion subchron) for ST-1 site.
- 2.128-2.0 Ma (reverse polarity between subchron Reunion and FP-1 site) for FPB-4.
- 2.0 Ma for FP-1 and FSCC-1, the first one slightly older than the second one.
- 1.9 Ma (normal polarity, beginning of Olduvai subchron) for FBP-SVY-1.
- 1.9-1.8 Ma for M-8.
- 1.778-1.072 Ma (reverse polarity between Olduvai and Jaramillo subchrons) for the zone where M-3, M-4, and M-5 appear.
- 1.5-1.4 Ma for M-9.

2) The isochronous surface representing the boundary between units V and VI has been situated in the central part of the Guadix Basin, and it has been dated at 1.778 Ma.

3) A total amount of 39 basic lithofacies are identified (nine gravel facies, seven sand facies, six lutite facies, and seventeen carbonate facies), of which nine facies are described for the first time in the Guadix Basin.

4) Fifteen second order architectural elements have been identified within the study area. Eleven of the elements are siliciclastic-dominated (five channeled and six unchanneled). The rest of them show a mainly carbonate lithology, and they represent the three continental carbonate types appearing in the study area: palustrine carbonates, calcretes, and tufas (paludal tufas and barrage tufas). These architectural elements indicate that sediments forming units V and VI belong to the medial-distal facies of the three major drainage systems identified in the basin (Axial System, Internal Transverse System, and External Transverse System).

5) A number of third order sequences are identified for each drainage system in units V and VI within the study area. They show the autocyclic and allocyclic influences on sedimentation in each system, especially from base level fluctuations. Third order sequences in Axial System sediments are mainly formed because of the natural autocyclic processes occurring in the medial-distal facies of a fluvial system, and as a whole, this indicates a rising base level. In the External Transverse System facies, the presence of third order sequences identified previously by Viseras (1999) and Fernández *et al.* (1993) in other parts of the basin is confirmed in the study area. The main control on these sequences is allocyclic, related to stages of rising base level.

6) Fourth order sequences have been identified for the Axial System facies, topped by km-wide carbonate palustrine beds. These sequences are associated with important rises in the phreatic fringe of the distal floodplain. Those rises are probably related to maximum precipitation events, enhancing not only flooding upstream, but also a rise in the lake water acting as the local base level of the basin.

7) The main macromammals sites appear in the study area associated with the Axial System facies. Some of them are embedded within the floodplain fine siliciclastic and carbonate facies (FPB-4, FSCC-1, M-8, M-9, M-3 and M-4), while others are associated with the coarse (FSCC-3, FBP-SVY-1 and M-5) or fine (FSCC-2) sediments filling a small sandy channel (SCn). The FP-1 site, described previously in other works, is special. Even when it is laterally and vertically associated with a sandy channel (SCn) infilling, the fossil bones appear within heterogeneous sediment interpreted as the result of macromammal bioturbation (possibly hyenas) on a non-consolidated substrate. The M-2 archeologic site appears within a conglomeratic lense (SUI) interpreted as part of a V-shaped channel wing (SCv) belonging to the External Transverse System facies.

8) From sedimentologic and petrographic data, climatic conditions can be inferred from

3.8 Ma ago to the time in which the current drainage network was established. The palustrine carbonate textures suggest an intermediate to sub-humid climate for unit V, and a sub-humid climate for unit VI. For unit V, previous studies related to the micromammal fauna propose a cool climate. The morphologies of the tufa build-ups of two calcareous tufas located in unit V confirm that climate probably was temperate to cool.

9) At basin scale, the cycles of the Internal Transverse System recorded progradational patterns on the Axial System sediments, interpreted as the result of climatic events related to orbital processes. Within the time range of the Milankovitch 100 Kyr cycles, these events correspond to variations in the terrestrial orbital eccentricity.

10) The average sedimentation rates have been calculated starting from the magnetostratigraphic data of the FP-1 and M-9 stratigraphic profiles. FP-1 section is located in the western zone of the study area, coinciding with the center of the basin. The M-9 section is present in the northern part of the study area, close to where the margin between the basin and the External Zones is situated. There are some differences between the sedimentation rates calculated for each unit:

- Average sedimentation rates in unit V are higher in the center of the basin, corresponding to a subsiding zone (average sedimentation rate=5.2 cm/Kyr), with lower rates at the margin (3 cm/Kyr)
- Average sedimentation rates calculated for unit VI are similar in the center (2.4 cm/Kyr) and in the margin (2.3 cm/Kyr).
- Variation between units V and VI in terms of sedimentation rates are lower in the margin than in the center.
- The spatial evolution of the average sedimentation rates is as expected, considering that the center of the basin corresponds to a subsiding zone (FP-1, FSCC-1, higher sedimentary continuity) and that the margin corresponds to a basement *horst* (M-9, condensed and uneven sedimentation). Regarding the evolution through time, the sedimentary rates become lower, which may be attributed to a reduction of the available accommodation space, due to the progressive infilling of the basin.

11) The deduced base level for unit V changes, generating sedimentation mainly as rising level sequences, while during unit VI, base level would be high in general and relatively stable.

12) Two sequence-stratigraphic models, one dealing with siliciclastic sediments (Martinsen *et al.*, 1999) and the other with carbonate sediments (Alonso-Zarza, 2003) have been applied to the Axial System facies in the study area. By using the A/S ratio (A=accommodation space, S=sediment supply), the relation between the allogenic factors (climate, tectonism, and base level changes) and the sedimentation in units V and VI in the study area are outlined.

- Unit V shows mostly fine sediments associated with isolated channels and

palustrine carbonate beds, with immature paleosol development. With an A/S ratio >1 , it is interpreted as a high accommodation systems tract (HAS), in which the available accommodation space, enhanced by the Mencil fault, overwhelms the sediment input.

- The boundary between units V and VI fits the description of an expansion surface between sequences, with an A/S ratio close to 1.
- Unit VI shows in its western and northern zones vertically-stacked carbonate palustrine sequences. Those deposits are interpreted as distal zones of the floodplain, protected from the siliciclastic inputs, while in the eastern zone, fine siliciclastic floodplain sediments prevail. Small high-sinuosity channels occur, and locally multistorey channels may be found. This unit has an A/S ratio between 0 and 1, and it is interpreted as a sequence where the accommodation space is reduced and decreasing upwards, with a proportionally lower sediment input (low accommodation systems tract or LAS).
- On top of unit VI, some mature calcrete beds appear. They are interpreted as the evidence of a lack of sedimentation, or with really low sedimentation rates (A/S ratio ≤ 0).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdul-Aziz, H., Hilgen., F.J., Krijgsman., W., Sanz, E. y Calvo, J.P. 2000. Astronomical forcing of sedimentary cycles in the middle to late Miocene continental Calatayud Basin (NE Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 177, 9-22.
- Abdul-Aziz, H., van Dam, J., Hilgen, F.J. y Krijgsman, W. 2004. Astronomical forcing in Upper Miocene continental sequences: implications for the Geomagnetic Polarity Time Scale. *Earth and Planetary Science Letters*, 222, 243-258.
- Adams, A.E., 1980. Calcrete profiles in the Eyam Limestone (Carboniferous) of Derbyshire: petrology and regional significance. *Sedimentology*, 27, 651-660.
- Aguirre, E. 1963. Presencia de *Elephas meridionalis* NESTI en la Cuenca de Guadix, Granada). *Notas y comunicaciones I.G.M.E.*, 69, 231-232.
- Agustí, J. 1983. Bioestratigrafía de los depósitos plio-pleistocenos de la Depresión Guadix-Baza, Provincia de Granada. *Paleontologia i Evolució*, 18, 13-18.
- Agustí, J., 1986a. Continental mammal units of the Plio-Pleistocene from Spain. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 31, 167-173.
- Agustí, J. 1986b. Synthèse biostratigraphique du Plio-Pleistocène de Guadix-Baza (province de Grenade, Sud-Est de L'Espagne). *Geobios*, 19, 505-510.
- Agustí, J. 1990. The Miocene Rodent succession in Eastern Spain: a zoogeographical appraisal. En: *European Neogene Mammal Chronology* (E.H. Lindsay, V. Fahlbusch y P. Mein, Eds.), Plenum Press, Nueva York, 375-404.
- Agustí, J. y Martín-Suárez, E. 1984. El Plioceno continental de la depresión Guadix-Baza (Prov. Granada) y su fauna de micromamíferos. Nota preliminar. *Acta geológica Hispánica*, 19 (4), 277-281.
- Agustí, J. y Madurell, J. 2003. Los arvicólidos (Muroidea, Rodentia, Mammalia) del Pleistoceno inferior de Barranco León y Fuente Nueva 3 (Orce, Granada). Datos preliminares. En: *El Pleistoceno inferior de Barranco León y Fuente Nueva 3 (Orce, Granada). Memoria Científica Campañas 1999-2002* (I. Toro, J. Agustí y B. Martínez Navarro, Eds.). Junta de Andalucía, Consejería de Cultura. E.P.G. Arqueología Monográfico, 137-146.
- Agustí, J., Anadón, P., Gibert, J., Juliá, R., Martín-Suárez, E., Menéndez, E., Moyá Solá, S., Pons Moyá, J., Rivas, P. y Toro, I. 1983. Estratigrafía y paleontología del Pleistoceno inferior de Venta Micena (Orce, depresión de Guadix-Baza, Granada): Resultados preliminares. *Paleontologia i Evolució*, 18, 19-38.
- Agustí, J., Moyà-Solà, S., Martín-Suárez, E. y Marín, M. 1987a. Faunas de micromamíferos en el Pleistoceno inferior de la región de Orce (Granada, España). *Paleontologia i Evolució, Mem. esp.*, 1, 287-295.

- Agustí, J., Moyà-Solà, S. y Pons-Moyà, J. 1987b. La sucesión de mamíferos en el Pleistoceno inferior de Europa: proposición de una nueva escala bioestratigráfica. *Paleontologia i Evolució, Mem. esp.*, 1, 287-295.
- Alberdi, M.T. y Bonadonna, F.P. (Eds.) 1989. *Geología y Paleontología de la Cuenca de Guadix-Baza. Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario*, 11, Museo Nac. Cien. Nat., CSIC, Madrid, 355 p.
- Alberdi, M.T. y Ruiz-Bustos, A. 1985. Descripción y significado bioestratigráfico y climático del Equus e Hippopotamus en el yacimiento de Venta Micena (Granada). *Estudios Geológicos*, 41, 251-261.
- Alberdi, M.T. y Ruiz-Bustos, A. 1989. Taxonomía y Biostratigrafía de Equidae (Mammalia, Perissodactyla) en la Cuenca de Guadix-Baza (Granada). *Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario*, 11, 239-272.
- Allen, J.R.L. 1970. Studies in fluvial sedimentation: a comparison of fining-upward cyclothems, with special reference to coarse member composition and interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40, 298-323.
- Allen, J.R.L., 1978. Studies in fluvial sedimentation: an exploratory quantitative model for the architecture of avulsion controlled alluvial suites. *Sedimentary Geology* 21, 129-147.
- Allen, J.R.L., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, 33, 237-293.
- Alonso-Diago, M.A. 1986. Situación estratigráfica de los yacimientos de vertebrados del borde oeste de la Depresión de Guadix-Baza (zona de Huélago y Fonelas). *Geogaceta*, 1, 7-9.
- Alonso-Diago, M.A. 1989. La sedimentación continental plio-pleistocena en la zona occidental de la Depresión de Guadix-baza; evolución geodinámica del área. *Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario*, 11, 53-78.
- Alonso-Diago, M.A. 1990. *El Plioceno-Pleistoceno de la Cuenca de Guadix-Baza (zona occidental) y área de Cúllar-Baza: Estratigrafía, sedimentología y evolución paleogeográfica. Tafonomía de yacimientos de vertebrados*. Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Salamanca, 561p.
- Alonso-Diago, M.A., Hoyos Gómez, M. y Alberdi, M.T. 2002. Tafonomía y ambiente sedimentario del yacimiento de Huélago. *Estudios Geológicos*, 58 (1-2), 11-25.
- Alonso-Zarza, A.M., 1999. Initial stages of laminar calcrete formation by roots: examples from the Neogene of central Spain. *Sedimentary Geology*, 126, 177-191.
- Alonso-Zarza, A.M. 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 60, 261-298.
- Alonso-Zarza, A. M., Calvo, J.P. y García del Cura, M.A. 1992a. Palustrine sedimentation and associated features— granification and pseudo-microkarst — in the Middle Miocene

- (Inatermediate Unit) of the Madrid Basin, Spain. *Sedimentary Geology*, 76, 43-61.
- Alonso-Zarza, A. M., Wright, V.P., Calvo, J.P. y García del Cura, M.A. 1992b. Soil-landscape and climatic relationships in the middle Miocene of the Madrid Basin. *Sedimentology*, 39, 17-35.
- Alonso-Zarza, A.M. y Calvo, J.P. 2000. Palustrine sedimentation in an episodically subsiding basin: the Miocene of the northern Teruel Graben (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 160, 1-21.
- Alonso-Zarza, A.M., Silva, P., Goy, J.L. y Zazo, C. 1998a. Fan-surface dynamics and biogenic calcrete development: interactions during ultimate phases of fan evolution in the semiarid SE Spain (Murcia). *Geomorphology*, 24, 147-167.
- Alonso-Zarza, A.M., Dorado-Valiño, M., Valdeolmillos Rodríguez, A. y Ruiz-Zapata, M.B. 2004. Caracterización de los sistemas palustres de Las Tablas de Daimiel durante el Cuaternario: textura y composición de sus barros micríticos. *Geo-Temas*, 6 (2), 13-16.
- Alvarado, M.M. y Saavedra, J.L. 1966. Estudio geológico del extremo nordeste de la provincia de Granada. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 77, 99-140.
- Anderson, D.S. y Cross, T.A. 2001. Large-scale cycle architecture in continental strata, Hornelen Basin (Devonian), Norway. *Journal of Sedimentary Research*, 71 (2), 255-271.
- Andrés, A. de, García Ramos, G., Raigon, M. y Sánchez, P. 1990. Propiedades cerámicas de arcillas procedentes de Guadix (Granada). *Boletín de la Sociedad Española de Cerámica y Vidrio*, 29, 37-40.
- 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.
- Andrieux, J., Fontboté, J.M. y Mattauer, M. 1971. Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 12 (2), 191-198.
- Arenas, C., Gutiérrez, F., Osácar, C. y Sáncho, C. 2000. Sedimentology and geochemistry of fluvio-lacustrine tufa deposits controlled by evaporite solution subsidence in the central Ebro Depression, NE Spain. *Sedimentology*, 47, 883-909.
- Arenas, C., Cabrera, L. y Ramos, C. 2007. Sedimentology of tufa facies and continental microbialites from the Palaeogene of Mallorca Island (Spain). *Sedimentary Geology*, 197, 1-27.
- 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.
- Armenteros, I. y Huerta, P. 2006. The role of clastic sediment influx in the formation of calcrete and palustrine facies: A response to paleographic and climatic conditions in the southeastern Tertiary Duero basin (northern Spain). En: *Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates* (A.M. Alonso-Zarza y L.H. Tanner, Eds.), Geological

Society of America Special Paper, 416, 119-132.

Arribas, A., 1999. *Análisis y modelización de la tafonomía del yacimiento de Venta Micena (Orce, Granada) y su estudio comparativo con otras localidades españolas del Plio-Pleistoceno continental*. Tesis Doctoral (inédita), Universidad Complutense de Madrid, 353p.

Arribas, A. (Ed.) 2008. Vertebrados del Plioceno superior terminal en el suroeste de Europa: Fonelas P-1 y el Proyecto Fonelas. Cuadernos del Museo Geominero, 10, 607p.

Arribas, A. y Garrido, G. 2007. *Meles iberica* n. sp., a new Eurasian badger (Mammalia, Carnivora, Mustelidae) from Fonelas P-1 (Plio-Pleistocene boundary, Guadix Basin, Spain). *Comptes Rendus Palevol*, 6, 545-555.

Arribas, A. y Palmqvist, P. 1998. Taphonomy and paleoecology of an assemblage of large mammals: hyaenid activity in the Lower Pleistocene site at Venta Micena (Orce, Guadix-Baza Basin, Granada, Spain). *Geobios*, 31, supplément, 3-47.

Arribas, A. y Palmqvist, P. 1999. On the ecological connection between sabre-tooths and hominids: Faunal dispersal events in the lower Pleistocene and a review of the evidence for the first human arrival in Europe. *Journal of Archaeological Science*, 26, 571-585.

Arribas, A., Riquelme, J.A., Palmqvist, P., Garrido, G., Hernández, R., Laplana, C., Soria, J.M., Viseras, C., Durán, J.J., Gumiel, P., Robles, F., López-Martínez, J. y Carrión, J. 2001. Un nuevo yacimiento de grandes mamíferos villafranquienses en la Cuenca de Guadix-Baza (Granada): Fonelas P-1, primer registro de una fauna próxima al límite Plio-Pleistoceno en la Península Ibérica. *Boletín Geológico y Minero*, 112, 3-34.

Arribas, A., Garrido, G. y Palmqvist, P. 2003. Primera cita de *Hyaena (Parahyaena) brunnea* (Thunberg, 1820) (Mammalia, Carnivora) fuera de África: el registro del yacimiento del Plioceno superior de Fonelas P-1 (Cuenca de Guadix-Baza, Granada, España). *Geo-Temas*, 5, 37-40.

Arribas, A., Baeza, E., Bermúdez, D., Blanco, S., Durán, J.J., Garrido, G., Gumiel, J.C., Hernández, R., Soria, J.M. y Viseras, C. 2004. Nuevos registros paleontológicos de grandes mamíferos en la Cuenca de Guadix-Baza (Granada): aportaciones del Proyecto Fonelas al conocimiento sobre las faunas continentales del Plioceno-Pleistoceno europeo. *Boletín Geológico y Minero*, 115 (3), 567-581.

Arribas, A., Garrido, G., Viseras, C., Soria, J.M., Pla, S., Solano, J.G., Garcés, M., Beamud, E. y Carrión, J. 2009 (en prensa). A Mammalian Lost World in southwest Europe during the Late Pliocene.

Arribas, M.E., Fernández, J. y García-Aguilar, J.M. 1988. Análisis sedimentológico de los materiales lacustres (Formación Gorafe-Huélago) del sector central de la depresión de Guadix. *Estudios Geológicos*, 44, 61-73.

Azanza, B. y Morales, J. 1989. Los artiodáctilos de Huélago, Huéscar-1 y Cúllar de Baza-1 (cuenca de Guadix-Baza, Granada). *Trabajos Neógeno-Cuaternario*, 11, 289-315.

Azañón, J.M., Tuccimei, P., Azor, A., Sánchez-Almazo, I., Alonso-Zarza, A., Soligo, M. y

- Pérez-Peña, J.V. 2006. Calcrete features and age estimates from U/Th dating: implications for the analysis of Quaternary erosion rates in the northern limb of the Sierra Nevada range (Betic Cordillera, southeast Spain). En: *Paleoenvironmental Records and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates* (A. Alonso-Zarza y L.H. Tanner, Eds.), Geological Society of America Special Paper, 416, 223-239.
- Barbadillo, L.J. 1989. Los Reptilia (Sauria y Amphisbaenia) de los yacimientos Pliopleistocénicos de la Cuenca de Guadix-Baza (Granada). *Trabajos Neógeno-Cuaternario*, 11, 151-166.
- Barnosky, A.D., Bibi, F., Hopkins, S. y Nichols, R. 2007. Biostratigraphy and magnetostratigraphy of the Mid-Miocene Railroad Canyon sequence, Montana and Idaho, and age of the Mid-Tertiary unconformity west of the continental divide. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 27 (1), 204-224.
- Barry, J.C., Morgan, M.E., Flynn, L.J., Pilbeam, D., Behrensmeier, A.K., Mahmood Raza, S., Khan, I.A., Badgley, C., Hicks, J. y Kelley, J. 2002. Faunal and environmental change in the Late Miocene Siwaliks of Northern Pakistan. *Paleobiology Memoirs* 28 (sp3), 1-71.
- Biro, P. y Solé-Sabarís, L. 1957. La sédimentation continentale néogène entre Grenade et Baza (Espagne). *C. S. Somm. Soc. Géol. France*, 178-179.
- Bluck, B.J. 1971. Sedimentation in the meandering River Endrick. *Scottish Journal of Geology*, 7, 93-138.
- Boccaletti, M., Gelati, R., López-Garrido, A.C., Papani, G., Rodríguez-Fernández, J. y Sanz de Galdeano, C. 1987. Neogene-Quaternary sedimentary-tectonic evolution of the Betic Cordillera. *Acta natur. de l' "Ateneo Parmense"*, 23, 179-200.
- Bohacs, K.M., Carroll, A.R., Neal, J.E. y Mankiewicz, P.J. 2000. Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated-sequence-stratigraphic– geochemical framework. En: *Lake Basins Through Space and Time* (E.H. Gierlowski-Kordesch y K.R. Kelts, Eds.), AAPG Studies in Geology, Tulsa, OK, 46, 3-34.
- Bohacs, K.M., Carroll, A.R. y Neal, J.E. 2003. Lessons from large lake systems – thresholds, nonlinearity, and strange attractors. En: *Extreme Depositional Environments: Mega End Members in Geologic Time* (M.A. Chan y A.W. Archer, Eds.). Geological Society of America Special Paper, 370, 75-90.
- Bohacs, K.M., Grabowski, Jr., G. y Carroll, A.R. 2007. Lithofacies architecture and variation in expression of sequence stratigraphy within representative intervals of the Green River Formation, Greater Green River Basin, Wyoming. *The Mountain Geologist*, 44, 39-58.
- Boehme, M., Abdul Aziz, H., Bachtadse, V., Prieto, J., Rocholl, A., Ulbig, A. y Wijbrans, J.R. 2009. A new small-mammal biostratigraphy and high-resolution chronostratigraphic model for the Upper Freshwater Molasse of the eastern part of the North Alpine Foreland Basin (Bavaria, Germany). *Geophysical Research Abstracts*, 11, EGU2009-0, EGU General Assembly 2009.
- Bonadonna, F.P. y Leone, G. 1989. La Región de Guadix-Baza: datos de la composición

- isotópica del oxígeno y el carbono y reconstrucción paleoambiental. *Trabajos Neógeno-Cuaternario*, 11, 79-97.
- Botella, M., Vera, J.A. y Porta, J. 1975. El yacimiento Achelense de la Solana de Zamborino. Fonelas. Granada (Primera campaña de excavaciones). *Cuadernos de Prehistoria de la Universidad de Granada*, 1, 1-45.
- Braga, J.C. y Martín, J.M. 1996. Geometries of reef advance in response to relative sea-level changes in a Messinian (uppermost Miocene) fringing reef (Cariatriz reef, Sorbas basin, SE Spain). *Sedimentary Geology*, 107, 61-81.
- Bridge, J.S. y Leeder, M.R. 1979. A simulation model of alluvial overbank environments. *Sedimentology*, 26, 617-644.
- Bridge, J.S. (Ed.) 2003. *Rivers and Floodplains. Forms, processes and sedimentary record*. Blackwell Science, Oxford, 491 p.
- Buccino, G., D'Argenio, B., Ferreri, V., Brancaccio, L., Ferreri, M., Panichi, C. y Stanzione, D. 1978. I travertini della bassa valle del Tanagro (Campania) Studio geomorfologia, sedimentologia e geochimico. *Boll. Soc. Geol. It.*, 97, 617-646.
- Cabrera, L., Colombo, F y Robles, S., 1985. Sedimentation and tectonics interrelationship in the Paleogene marginal alluvial system of the SE Ebro Basin; transition from alluvial to shallow lacustrine environments. Excursion Guide, 6th Eur. Regional Mtg., International Association of Sedimentologists, 393-492.
- Cabrera, L. y Sáez, A. 1987. Coal deposition in carbonate-rich shallow lacustrine systems: the Calaf and Mequinenza sequences (Oligocene, eastern Ebro Basin, NE Spain). *Journal Geological Society London*, 144, 451-461.
- Candy, I., Black, S., Sellwood, B.W. y Rowan, J.S. 2003. Calcrete profile development in Quaternary alluvial sequences, southeast Spain: Implications for using calcretes as a basis for landform chronologies. *Earth Surface Processes Landforms*, 28, 169-185.
- Candy, I., Black, S. y Sellwood, B.W. 2004a. Interpreting the response of a dryland river system to Late Quaternary climate change. *Quaternary Science Reviews*, 23, 2513-2523.
- Candy, I., Black, S. y Sellwood, B.W. 2004b. Quantifying time scales of pedogenic calcrete formation using U-series disequilibria. *Sedimentary Geology*, 170, 177-187.
- Candy, I., Black, S. y Sellwood, B.W. 2005. U-series isochron dating of immature and mature calcretes as a basis for constructing Quaternary landform chronologies for the Sorbas basin, southeast Spain. *Quaternary Research*, 64, 100-111.
- Callomon, J.H. y Donovan, D.T. 1971. A code of Mesozoic stratigraphical nomenclature. Colloque du Jurassique, Luxembourg. *Mém. BRGM*, 75, 75-81.
- Calvache, M.L. y Viseras, C. 1995. Consecuencias derivadas de un proceso de captura fluvial. *Geogaceta*, 18, 93-96.
- Calvache, M.L., Viseras, C. y Fernández, J. 1996. Evolution from endorheic to exorheic drainage in the Guadix Basin: geologic and geomorphic implications. En: *2nd Cortijo Urra*

- Field Meeting, SE Spain: Field Guide.* (A.E. Mather y M. Stokes, Eds.), University of Plymouth, 43-48.
- Calvache, M.L. y Viseras, C. 1997. Long-term control mechanisms of stream piracy processes in southeast Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 93-105.
- Calvet, F. and Julia, R., 1983. Pisoids in the caliche profiles of Tarragona (N.E. Spain). En: *Coated Grains* (T. Peryt, Ed.), Springer-Verlag, New York, N.Y., 456-473.
- Calvo, J.P., Elizaga, E., López-Martínez, N., Robles, F. y Usera, J. 1978. El Mioceno superior continental del Prebético externo: Evolución del estrecho nord-bético. *Boletín Geológico y Minero*, 89, 9-28.
- Calvo, J.P., Alonso-Zarza, A.M. y Garcí'a del Cura, M.A., 1989. Models of marginal lacustrine sedimentation in response to varied source areas in the Madrid Basin (Central Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 70, 199-214.
- 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., Martín-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.
- Carroll, A.R. y Bohacs, K.M. 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: balancing tectonic and climatic controls. *Geology*, 27, 99-102.
- Casas, J., Peña, J.A. y Vera, J.A. 1975. Interpretación geológica y estratigráfica del yacimiento de la Solana del Zamborino. *Cuadernos de Prehistoria de la Universidad de Granada*, 1, 5-15.
- Castillo-Requena, J.M. 1981. Mecanismos de precipitación en Sierra Nevada. *Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada*, 11, 127-152.
- Cecil, C.B. 1990. Paleoclimate controls on stratigraphic repetition of chemical and siliciclastic rocks. *Geology*, 18, 533-536.
- Cerdeño, E. 1989. Rhinocerotidae (Mammalia, Perissodactyla) de la cuenca de Guadix-Baza. *Trabajos Neógeno-Cuaternario*, 11, 273-288.
- Chafetz, H.S. and Folk, R.L., 1984. Travertines: depositional morphology and bacterially constructed constituents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 289-316.
- Cita, M. 2007. "Re: Comments by ISSC chair to Quaternary issue" (en línea). Marzo, 2007. Mensaje enviado a J.G. Ogg, B. Pillans, los presidentes de la subcomisión ICS y a los miembros de la ISSC.
- Civis, J. 1989. Microfauna (Foraminíferos y Ostrácodos) en el Neógeno y Cuaternario de la Cuenca de Guadix-Baza y corredor Huércal-Overa. *Trabajos Neógeno-Cuaternario*, 11, 119-112.
- Clague, J. 2006. Status quo of the Quaternary: Your opinion sought. *Quaternary International*,

144, 99-100.

Clague, J. 2007. INQUA support for Quaternary as defined by ICS-2007. Disponible on-line en: <http://www.stratigraphy.org/support.pdf>

Colom, G. 1951. Estudios sobre las microfaunas de algunas cuencas marinas internas miopliocenas de la Cordillera Subbética. *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat. Sec. Geol.* T. XLIX, nº 1-3, 157-191.

Colom, G. 1952. Aquitanian-Burdigalian diatom deposits of the North Betic Strait, Spain. *Journal of Paleontology*, 26, 867-885.

Cuevas, F., Martín-Penela, A., Rodríguez-Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. 1984. Première datation du Turolien à la base de la formation de Guadix (Secteur d'Abla, Almería, Espagne). *Geobios*, 17, 355-361.

Currie, B.S. 1997. Sequence stratigraphy of nonmarine Jurassic-Cretaceous rocks, central Cordilleran foreland-basin system. *Bulletin of the Geological Society of America*, 109, 1206-1222.

Daams, R., Van der Meulen, A.J., Alvarez Sierra, M. A., Peláez-Campomanes, P., y Krijgsman, W. 1999. Aragonian stratigraphy reconsidered, and a re-evaluation of the middle Miocene mammal biochronology in Europe. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 165, 287-294.

Davis, S.J., Mulch, A., Carroll, A.R., Horton, T.W. y Chamberlain, C.P. 2009. Paleogene landscape evolution of the central North American Cordillera: developing topography and hydrology in the Laramide foreland. *Geological Society of America Bulletin*, 120, 100-133.

Dennell, R., Coard, R. y Turner, A. 2006. The biostratigraphy and magnetic polarity zonation of the Pabbi Hills, northern Pakistan: An Upper Siwalik (Pinjor Stage) Upper Pliocene-Lower Pleistocene fluvial sequence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234, 168-185.

Deino., A.L., Kingston, J.D., Glen, J.M., Edgar, R.K. y Hill, A. 2006. Precessional forcing of lacustrine sedimentation in the late Cenozoic Chemeron Basin, Central Kenya Rift, and calibration of the Gauss/Matuyama boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 247, 41-60.

De Wet, C., Yocum, D.A. y Mora, C. 1998. Carbonate lakes in closed basins: sensitive indicators of climate and tectonics: an example from the Gettysburg Basin (Triassic), Pennsylvania, USA. En: *Climate and Tectonism in Continental Rocks. Relative Role of Eustasy* (K.W. Stanley, y P.J. McCabe, Eds.), Soc. Econ. Paleont. Miner. Special Publication, 59, 191-209.

Díaz-Hernández, J.L., Martín, J.M. y Juliá, R. 2000. Depósitos travertínicos de Alicún (Depresión de Guadix, Granada: S España). *Geogaceta*, 28, 35-38.

Doadrio, I. y Casado, P. 1989. Nota sobre la ictiofauna continental de los yacimientos de la Cuenca de Guadix-Baza (Granada). *Trabajos Neógeno-Cuaternario*, 11, 139-150.

- Drummond, C.N., Wilkinson, B.H. y Lohmann, K.C. 1996. Climatic control of fluvial-lacustrine cyclicality in the Cretaceous Cordilleran foreland basin, western United States. *Sedimentology*, 43, 677-689.
- Dunagan, S.P. y Turner, C.E. 2004. Regional paleohydrology and paleoclimatic settings of wetland/lacustrine depositional systems in the Morrison (Upper Jurassic), Western Interior, U.S. *Sedimentary Geology*, 167, 269-296.
- Durand-Delgá, M. y Focault, A. 1967. La dorsale Bétique, nouvel élément paléogéographique et estructural des Cordillères Bétiques au bord sud de la Sierra Arana (Province de Grenade, Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, (7) 9, 723-728.
- Durand-Delgá, M. y Fontboté, J.M. 1980. Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. En: *Géologie des Chaînes Alpines issues de la Thetys, 26 Congr. Intern. Paris, Mem. B.R.G.M.*, 15, 67-85.
- Eberth, D.A. y Miall, A.D. 1991. Stratigraphy, sedimentology, and evolution of a vertebrate-bearing, braided to anastomosed fluvial system, Cutler Formation (Permian-Pennsylvanian), north-central New Mexico. *Sedimentary Geology*, 72, 225-252.
- Elizaga, E. y Calvo, J.P. 1988. Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la zona prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución. Interés minero. *Boletín Geológico y Minero*, 99, 837-846.
- Espigares, M.P. 2005. El yacimiento de Fuente Nueva 3, Orce. Aproximación tafonómica preliminar. En: *Miscelánea Paleontológica* (G. Meléndez, C. Martínez Pérez, S. Ros, H. Botella y P. Plascencia, Eds.). Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza, 6, 257-272.
- Esteban, M. 1996. An overview of Miocene reefs from Mediterranean areas: general trends and facies models. *Concepts Sedimentol. Paleontol.*, 5, 3-53.
- Esteban, M. y Klappa, C. 1983. Subaerial exposure environment. En: Carbonate depositional environments (P. Scholle, D. Bebout, y C. Moore, Eds.), *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 1-54.
- Esteban, M., Braga, J.C., Martín, J.M. y Santisteban, C. 1996. Western Mediterranean reef complexes. *Concepts Sedimentol. Paleontol.*, 5, 55-72.
- Estévez, A., López-Garrido, A.C. y Sanz de Galdeano, C. 1976. Reunión sobre la geodinámica de la Cordillera Bética y el mar de Alborán. *Secr. Publ. Univ. Granada*, 165-192.
- Estévez, A., Rodríguez-Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. 1982. Evidencia de una fase compresiva de edad Tortoniense en el sector central de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 38, 55-60.
- 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.
- Fallot, P., Faure-Muret, A. y Fontboté, J.M. 1960a. Observaciones geológicas sobre el macizo del Mencil y sus alrededores (Granada). *Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, nº 60,

3-72.

- Fallot, P., Faure-Muret, A. y Fontboté, J.M. 1963. Observation sur la formation Guadix. *Publicaciones del laboratorio de Geología de la Universidad de Granada*, serie B, 40, 1-48.
- Fallot, P., Faure-Muret, A. y Fontboté, J.M. 1967. Observations sur la partie occidentale de la formation de Guadix. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 77, 1-48.
- Fallot, P., Faure-Muret, A., Fontboté, J.M. y Solé-Sabarís, L. 1960b. Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja nº 1.011 (Guadix). *Inst. Geol. y Min. de España*. Mapa y explicación.
- Fallot, P., Solé, L., Colom, G. y Birot, P. 1950a. Sur le Néogène des bassins du Guadiana Menor et de Baza. *Comptes Rendus de L'Academie des Sciences Paris*, 230, 1717-1720.
- Fallot, P., Solé, L., Colom, G. y Birot, P. 1950b. Sur l'âge des couches de Baza et de la Formation de Guadix. *Comptes Rendus de L'Academie des Sciences Paris*, 231, 504-507.
- Félix, J. y Montori, A. 1987. Los anfibios y los reptiles del Plio-Pleistoceno de la Depresión de Guadix-Baza (Granada). *Paleontologia i Evolució, Mem. esp.*, 1, 283-286.
- Fernández, J., García-Aguilar, J.M. y Vera, J.A. 1986-87. Evolución de facies abanico aluvial-fluvial-lacustre en el Plioceno de la Depresión de Guadix-Baza. *Acta Geologica Hispanica*, 21-22, 83-90.
- Fernández, J., Soria, J.M. y Viseras, C. 1989. Relaciones de facies en un abanico deltaico lacustre. Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas). En : *Comunicaciones del XII Congreso Español de Sedimentología* (GES, Ed.), 23- 26.
- Fernández, J., Bluck, B.J. y Viseras, C. 1991a. A lacustrine fan-delta system in the Pliocene deposits of the Guadix Basin (Betic Cordilleras, South Spain). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 15, 299-317.
- Fernández, J., Bluck, B.J., Rodríguez, J., Soria, J. y Viseras, C. 1991b. Evolución geodinámica de la Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas). En: *Comunicaciones del I Congreso del Grupo Español de Terciario* (GET, Ed.), 123-126.
- Fernández, J., Viseras, C. y Bluck, B.J. 1991c. Análisis secuencial y oscilaciones del nivel de los lagos en el relleno continental de la cuenca de Guadix. España. En: *Comunicaciones del I Congreso del Grupo Español de Terciario* (GET, Ed.), 127-131.
- Fernández, J., Bluck, B.J. y Viseras, C. 1993. The effects of fluctuating base level on the structure of alluvial fan and associated fan delta deposits: an example from the Tertiary of the Betic Cordillera, Spain. *Sedimentology*, 40, 879-893.
- Fernández, J., Soria, J.M. y Viseras, C. 1996a. Stratigraphic architecture of the Neogene basins in the central sector of the Betic Cordillera (Spain): tectonic control and base level changes. En: *Tertiary Basins of Spain: the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), *Cambridge University Press, Cambridge*, 353-365.

- Fernández, J., Viseras, C. y Soria, J.M. 1996b. Pliocene-Pleistocene continental infilling of the Granada and Guadix basins (Betic Cordillera, Spain): the influence of allocyclic and autocyclic processes on the resultant stratigraphic organization. En: *Tertiary Basins of Spain: the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 366-371.
- Ford, T.D. y Pedley, H.M. 1996. A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews*, 41, 117-175.
- Foucault, A. 1971. *Étude géologique des environs des sources du Guadalquivir (prov. de Jaén et de Grenade) Espagne méridionale*. Tesis Doctoral, Universidad de París, 633p.
- Freytet, P. 1973. Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the 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. *Bull. Centre Rech. Explor.-Produc. Elf Aquitaine*, 8, 223-247.
- Freytet, P. y Plaziat, J.C. 1982. Continental carbonate sedimentation and pedogenesis-Late Cretaceous and early Tertiary of southern France. *Contributions to Sedimentology*, 12, 1-213.
- Freytet, P. y Verrecchia, E.P. 2002. Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *Journal of Paleolimnology*, 27, 221-237.
- Friend, P.F. 1983. Towards the field classification of alluvial architecture of sequence. En: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (J.D. Collinson y J. Lewin, Eds.), Special Publication International Association of Sedimentologists, Blackwell Science, 6, 345-354.
- Friend, P.F., Slater, M.J. y Williams, R.C. 1979. Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *Journal of the Geological Society of London*, 136, 39-46.
- Furió, M. 2003. Los insectívoros (Mammalia) del Pleistoceno inferior de Fuente Nueva-3 y Barranco León (Orce, Granada). En: *El Pleistoceno inferior de Barranco León y Fuente Nueva 3 (Orce, Granada)*. Memoria Científica Campañas 1999-2002 (I. Toro, J. Agustí y B. Martínez-Navarro, Eds.). Junta de Andalucía, Consejería de Cultura. E.P.G. Arqueología Monográfica, 147-158.
- Gabunia, L., Vekua, A. y Lordkipanidze, A. 2000. The environmental contexts of early human occupation of Georgia (Transcaucasia). *Journal of Human Evolution*, 38, 785-802.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. 1993. Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, 227, 105-126.
- Garcés, M. y Beamud, E. 2008. Magnetoestratigrafía de las sucesiones de Fonelas y El Mencil (Cuenca de Guadix). Informe final (inédito). Informe Núm. 2006/11.
- Garcés, M., Agustí, J. y Parés, J.M. 1997. Late Pliocene continental magnetostratigraphy from the Guadix-Baza Basin (Betic Ranges, Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 146

(3-4), 677-688.

García-Aguilar, J.M. 1986. *Análisis sedimentológico de la Depresión de Guadix (transversal Gor-Alicún de Ortega, Granada)*. Tesis de Licenciatura (inédita), Univ. Granada, 189 p.

García-Aguilar, J.M. 1995. High frequency sedimentary cycles in Pliocene shallow lacustrine deposits (Guadix-Baza basin, southern Spain). *First Intern. Limno. Geol. Congress, Copenhagen, Abst.*, 3.

García-Aguilar, J.M. 1997. *La Cuenca de Guadix-Baza (Granada): evolución geodinámica y sedimentaria de los depósitos lacustres entre el Turoliense superior y el Pleistoceno*. Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Granada, 532 p.

García-Aguilar, J.M. y Martín, J.M. 2000. Late Neogene to Recent continental history and evolution of the Guadix-Baza basin (SE Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13(1), 65-77.

García-Aguilar, J.M. y Soria, F.J. 1986-1987. Correlación entre dos secuencias lacustres pliocenas en los sectores marginales de Orce y Gorafe (Depresión de Guadix-Baza. Granada). *Acta Geológica Hispánica*, 21-22, 91-95.

García-García, F. 2003. *Modelos de sedimentación deltaica en las cuencas neógenas de la Cordillera Bética (sectores central y oriental)*. Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Granada, 333 p.

García-García, F. 2004. Sedimentary models of coarse-grained deltas in the Neogene basins of the Betic Cordillera (SE Spain): Tortonian and Pliocene examples. *Boletín Geológico y Minero*, 115 (3), 469-494.

García-García, F., Viseras, C. y Fernández, J. 1999. Organización secuencial de abanicos deltaicos controlados por la tectónica (Tortonense superior, cuenca de Granada, Cordillera Bética). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12, 199-208.

García-García, F., Viseras, C. y Fernández, J. 2000. Sedimentación deltaica de grano grueso y actividad tectónica en un borde de cuenca activo. Tortonense superior. Cordillera Bética. *Geo-Temas*, 1, 87-91.

García-García, F., Fernández, J., Soria, J.M. y Viseras, C. 2001. Sedimentación deltaica tras una regresión forzada por la tectónica (Mioceno Superior, borde suroccidental de la Cuenca de Guadix). *Geo-Temas*, 3(1), 161-164.

García-García, F., Fernández, J. y Viseras, C. 2003. Controles sobre la geometría del foreset de los deltas pliocenos de Adra y Alhama de Almería (Cordillera Bética Oriental). *Geo-Temas*, 5, 75-80.

García-García, F., Fernández, J., Viseras, C. y Soria, J.M. 2006a. Architecture and sedimentary facies evolution in a delta stack controlled by fault growth (Betic Cordillera, southern Spain, late Tortonian). *Sedimentary Geology*, 185, 79-92.

García-García, F., Soria J.M., Viseras, C. y Fernández, J. 2009. High frequency rhythmicity in a mixed siliciclastic - carbonate shelf (Late Miocene, Guadix basin, Spain). A model

- of interplay between climatic oscillations, subsidence and sediment dispersal. *Journal of Sedimentary Research*, 79. DOI: 10.2110/jsr.2009.028.
- Garrido, G. 2006. *Paleontología sistemática de grandes mamíferos del yacimiento del Villafranquiense superior de Fonelas P-1 (Cuenca de Guadix, Granada)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 726 p.
- Garrido, G. y Arribas, A. 2003. Primer registro de *Leptobos etruscus* (Falconer, 1868) (Mammalia, Artiodactyla) en la Península Ibérica: aportaciones a la taxonomía de los bovinos villafranquienses. *Geo-Temas*, 5, 37-40.
- Garrido, G. y Arribas, A. 2008. *Canis accitanus* nov. sp., a new small dog (Canidae, Carnivora, Mammalia) from the Fonelas P-1 Plio-Pleistocene site (Guadix basin, Granada, Spain). *Geobios* 41, 751-761.
- Gibbard, P. 2007. Common Sense Prevails in the Quaternary Definition Dispute. *CAMQUA*, 37, 1-5.
- Gibbard, P. y Van Kolfschoten, T. 2004. The Pleistocene and Holocene Epochs. En: *A Geological Time Scale 2004* (F.M. Gradstein, J.G. Ogg y A.G. Smith, Eds.). Cambridge University Press, 441-471.
- Gibert, J., Agustí, A. y Moyá-Solá, S. 1983. Presencia de *Homo sp.* en el yacimiento del Pleistoceno inferior de Venta Micena (Orce, Granada). *Paleontologia i Evolució*, publ. especial, 1-11.
- Gibert, J., Sánchez, F., Malgosa, A. y Martínez, B. 1994. Découvertes de restes humains dans les gisements d'Orce (Grenade, Espagne). *Comptes Rendus de L'Académie des Sciences Paris*, 319, 963-968.
- Gibert, J. Maillo, A. e Iglesias, A. 1995. Présence des industries litiques dans le Pléistocène inférieur de la region d'Orce (Grenade, Espagne): quel est l'état de la question?. *Comptes Rendus de L'Académie des Sciences Paris*, 312, 71-78.
- Gibert, J., Gibert, L., Iglesias, A. y Maestro, E. 1998. Two "Oldowan" assemblages in the Plio-Pleistocene deposits of the Orce region, southeast Spain. *Antiquity*, 72, 17-25.
- Gibert, L. 2007. Nuevos datos sobre la estratigrafía y la magnetoestratigrafía de la cuenca de Baza. En: *La cuenca de Guadix-Baza. Estructura, tectónica activa, sismicidad, geomorfología y dataciones existentes* (C. Sanz de Galdeano y J.A. Peláez, Eds.), Granada, 29-54.
- Gibert, L., Ortí, F. y Rosell, L. 2007. Plio-Pleistocene lacustrine evaporites of the Baza Basin. *Sedimentary Geology*, 200 (1-2), 89-116.
- Gibling, M.R., 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research*, 76, 731-770.
- Gibling, M.R. y Bird, D.J. 1994. Late Carboniferous cyclothems and alluvial paleovalleys in the Sydney Basin, Nova Scotia. *Bulletin of the Geological Society of America*, 106, 105-

117.

- Gierlowski-Kordesch, E.H. 1998. Carbonate deposition in an ephemeral siliciclastic alluvial system: Jurassic Shuttle Meadow Formation, Newark Supergroup, Hartford Basin, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 140, 161-184.
- Gierlowski-Kordesch, E.H. y Janofske, D. 1988. Paleoenvironmental reconstruction of the Weald around Uña (Serranía de Cuenca Province, Spain). En: *Cretaceous Paleogeography of the Western Tethys: Proceedings of the 3rd International Cretaceous Symposium, 1987*, (Wiedmann, J., Ed.), Tübingen, Alemania, 239-264.
- Gierlowski-Kordesch, E.H. y Buchheim, H.P. 2003. Lake basins as archives of continental tectonics and paleoclimate: introduction. *Journal of Paleolimnology*, 30, 113-114.
- Gierlowski-Kordesch, E.H., Jacobson, A.D., Blum, J.D. y Valero-Garcés, B.L. 2008. Watershed reconstruction of a Paleocene-Eocene lake basin using Sr isotopes in carbonate rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 120, 85-95.
- Gile, L.H., Peterson, F.F., Grossman, R.B., 1966. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Science*, 101, 347-360.
- González-Donoso, J.M. y Vera, J.A. 1968. Sur la presence de terrains post-tectoniques anteburdigaliens au bord Sud-Ouest du bassin de Guadix (Cordillères Bétiques, Espagne). *Comptes Rendus de L'Academie des Sciences Paris*, 266, 49-51.
- Gouw M.J.P. y Autin W.J. 2008. Alluvial architecture of the Holocene Lower Mississippi Valley (USA) and a comparison with the Rhine-Meuse delta (The Netherlands), *Sedimentary Geology*, 204 (3-4), 106-121.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G. y Smith, A.G. (Eds.). 2004. *A Geological Time Scale 2004*. Cambridge University Press, 589 p.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G. y Van Kranendonk, M. 2008. On the Geological Time Scale 2008. Disponible en: <http://www.stratigraphy.org/GTS2008.pdf>
- Guérin, C. 1982. Première biozonation du Pléistocène européen, principal résultat biostratigraphique de l'étude des Rhinocerotidae (Mammalia, Perissodactyla) du Miocène terminal au Pléistocène supérieur d'Europe occidentale. *Geobios*, 15 (4), 593-598.
- Guérin, C. 1990. Biozones or Mammal Units? Methods and limits in biochronology. En: *European Neogene Mammal Chronology* (E. H. Lindsay, V. Fahlbusch y P. Mein, Eds.). NATO ASI, Ser. A, 180, 119-130.
- Guerra-Merchán, A. 1990. Sobre la conexión entre la Depresión de Guadix-Baza y el Corredor del Almanzora (Cordilleras Béticas, Andalucía Oriental). *Geogaceta*, 8, 97-99.
- Guerra-Merchán, A. y Serrano, F. 2007. Estratigrafía y paleogeografía del sector suroriental de la cuenca de Baza. En: *La cuenca de Guadix-Baza. Estructura, tectónica activa, sismicidad, geomorfología y dataciones existentes* (C. Sanz de Galdeano y J.A. Peláez, Eds.), Granada, 55-74.
- Guerrero-Alba, S. y Palmqvist, P. 1998. Estudio morfométrico del caballo de Venta Micena

- (Orce, Granada) y su comparación con los équidos modernos y del Plio-Pleistoceno de Europa y África. *Paleontologia i Evolució*, 30-31, 93-148.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- Hermes, J.J. 1985. Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España meridional). *Estudios Geológicos*, 41, 157-176.
- Hobbs, W.H. 1906. Guadix Formation of Granada, Spain. *Bulletin of the Geological Society of America*, 17, 285-294.
- ICS (International Commission on Stratigraphy), 2005. Definition and geochronologic/ chronostratigraphic rank of the term "Quaternary". Unpublished recommendations by the Quaternary Task Group jointly of the ICS and of the INQUA, 26p. Disponible on-line en: <http://www.stratigraphy.org/Q2.pdf>
- ICS (International Commission on Stratigraphy) 2007a. Consolidated annual report for 2007. Compilado por F. M. Gradstein y J.G. Ogg. Disponible on-line en: <http://www.stratigraphy.org/GTS2008.pdf>
- ICS (International Commission on Stratigraphy) 2007b. Request for IUGS Ratification to Establish the Quaternary as a System/Period of the Cenozoic and revise the associated base of the Pleistocene Series – 2007. Disponible on-line en: <http://www.stratigraphy.org/request.pdf>
- International Stratigraphic Chart IUGS 2004. Disponible on-line en: http://norges.uio.no/timescale/F2_chart.pdf
- International Stratigraphic Chart IUGS 2008. Disponible on-line en: <http://www.stratigraphy.org/cheu.pdf>
- Ideal.es [sede Web]*. Granada: Ideal digital; 2009. Ocio, Municipios, Guadix. Disponible en: http://sp.ideal.es/municipios/localidad.php?id_localidad=77
- Jackson, R.G. 11, 1975. Hierarchical attributes and a unifying model of bed forms composed of cohesionless material and produced by shearing flow. *Geological Society of America Bulletin.*, 86, 1523-1533.
- Jackson, R.G. II. 1976. Depositional model of point bars in the lower Wabash River. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46, 579-594.
- Jervey, M.T. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. En: *Sea Level Research — an Integrated Approach* (C.K. Wingus, B.S. Hasting, C.G.S. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, y J.C. Van Wagoner, Eds.), Soc. Econ. Paleont. Miner., Special Publication, 48, 47-69.
- Jiménez-Fuentes, E. y Martín de Jesús, S. 1989. Quelonios fósiles de la Cuenca de Guadix-Baza (Granada). *Trabajos Neógeno-Cuaternario*, 11, 167-174.
- Jodot, P. 1953. Gastéropodes continentaux plaisanciens du bassin lacustre Baza (prov. de Grenade). *Mem. y Com. Inst. Geol. Prov. Barcelona*, X, 43-50.

- Jodot, P. 1957. Résultats d'une étude de malacologia continentale per les faunes du Sud-Est de l'Espagne echeleunées entre le Miocène Supérieur et le Quaternaire. *C.R. Som. Soc. Geol. France*, 10, 175-177.
- Jodot, P. 1958. Les faunes des mollusques continentaux réparties dans le Sud-Est de l'Espagne entre le Miocène supérieur et le Quaternaire. *Mem. y Com. Inst. Geol. Barcelona*, XVII, 1-129.
- Kampf, N. y Schwertmann, U. 1982. Goethite and hematite in a climosequence in southern Brazil and their application in classification of kaolinitic soils. *Geoderma*, 29, 27-39.
- Kahle, C.H., 1977. Origin of subaerial Holocene calcareous crusts: role of algae, fungi and sparmicritisation. *Sedimentology*, 24, 413-435.
- Klappa, C.F. 1980. Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27, 613-629.
- Kirschvink, J.L. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62, 699-718.
- Krijgsman, W., Langereis, C.G., Daams, R. y Van der Meulen, A.J. 1994. *Earth Planetary Science Letters*, 128, 513-526.
- Krijgsman, W., Delahaije, W., Langereis, C.G. y de Boer, P.L. 1997. *Geophysical Research Letters*, 24, 1027-1030.
- Kraus, M.J. 1998. Development of potential acid sulfate paleosols in Paleocene floodplains, Bighorn Basin, Wyoming, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 144, 203-224.
- Kraus, M.J. 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science Reviews*, 47, 41-70.
- Kraus, M. J. y Aslan, A. 1993. Eocene hydromorphic paleosols: Significance for interpreting ancient floodplain processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, 453-463.
- Kraus, M. J. y Gwinn, B. 1997. Facies and facies architecture of Paleogene floodplain deposits, Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming, USA. *Sedimentary Geology*, 114(1-4), 33-54.
- Kraus, M. J. y Hasiotis, S. T. 2006. Significance of different modes of rhizolith preservation to interpreting paleoenvironmental and paleohydrologic settings: Examples from Paleogene paleosols, Bighorn Basin, Wyoming, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 76, 633-646.
- Laplana, C. y Blain, H.A. 2008. Microvertebrados (Squamata, Lagomorpha, Erinaceomorpha y Rodentia) de Fonelas P-1 (Cuenca de Guadix, Granada). En: *Vertebrados del Plioceno superior terminal en el suroeste de Europa: Fonelas P-1 y el Proyecto Fonelas* (A. Arribas, Ed.). Cuadernos del Museo Geominero, 10, 65-83.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M. y Levrard, B. 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy*

- & *Astrophysics*, 428, 261-285.
- López-García, M.J. 1996. Las diatomeas de los sedimentos del Mioceno medio del borde septentrional de la Cuenca de Guadix. *Geogaceta*, 20 (1), 204-206.
- López Garrido, A. C. y Vera, J. A. 1974. Diapirismo reciente en la depresión de Guadix-Baza (sector del Negratín). *Estudios Geológicos*, 30, 611-618.
- Lonergan, L. y White, N. 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 12, 460-476.
- Lourens, L., Hilgen, F.J., Shackleton, N.J., Laskar, J. y Wilson, D. 2004. The Neogene Period. En: *A Geological Time Scale 2004* (F.M. Gradstein, J.G. Ogg y A.G. Smith, Eds.). Cambridge University Press, 409-440.
- Luzón, A., 2005. Oligocene Miocene continental sedimentation in the northern Ebro Basin, NE Spain: Genetic units, depositional systems and palaeogeographical synthesis. *Sedimentary Geology* 177 (1-2), 19-39.
- Machette, M.N. 1985. Calcic soils of southwestern United States. En: *Soil and Quaternary Geology of the Southwestern United States* (D.L. Weide, Ed.). Special Paper, Geological Society of America, 203, 1-21.
- Makaske, B. 2001. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews*, 53, 149-196.
- Makaske, B., Berendsen, H.J.A. y Van Ree, M.H.M. 2007. Middle Holocene avulsion-belt deposits in the central Rhine-Meuse delta, The Netherlands. *Journal of Sedimentary Research*, 77, 110-123.
- Marín, J.M. 1971. *Estudio geológico de la formación lacustre existente al sur del Macizo del Mencil*. Tesis de Licenciatura (inédita), Universidad de Granada.
- Marín, M. 1987. *Equus stenonis granatensis* en el Pleistoceno inferior de Venta Micena (Granada, España). *Paleontología i Evolució, Mem. esp.*, 1, 255-282.
- Martín-Algarra, A. 1987. *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 1171 p.
- Martín-Algarra, A., Sanz de Galdeano, C. y Estévez, A. 1988. L'évolution sédimentaire miocène de la région au nord de la Sierra Arana (Cordillères Bétiques) et sa relation avec la mise en place du bloc d'Alboran. *Bull. Soc. Géol. France*, (4) 1, 119-127.
- Martín, J.M. y Braga, J.C. 1994. Messinian events in the Sorbas basin of Southeastern Spain and their implications on the recent history of the Mediterranean. *Sedimentary Geology*, 90, 257-268.
- Martín, J.M. y Braga, J.C. 1996. Tectonic signals in the Messinian stratigraphy of the Sorbas basin (Almería, SE Spain). En: *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press, Cambridge, 387-391.
- Martín-Martín, M., Díaz-Hernández, J.I., Amat, E. y Juliá, R. 2002. Canales travertínicos de

- Alicún (S de España): Implicaciones en el uso neolítico del agua y en la interpretación de la evolución climática reciente. *Geogaceta*, 31, 19-21.
- Martín-Suárez, E. 1988. *Sucesiones de micromamíferos en la Depresión de Guadix-Baza (España)*. Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Granada, 241 p.
- Martín-Penela, A. 1987. *Paleontología de los grandes mamíferos del yacimiento achelense de la Solana del Zamborino (Fonelas, Granada)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 268p. Publicada en *Antropología y Paleoecología humana*, 5, 29-188.
- Martínez-Navarro, B. 1991. *Revisión sistemática y estudio cuantitativo de la fauna de macromamíferos del yacimiento de Venta Micena (Orce, Granada)*. Tesis Doctoral, Universidad Autónoma de Barcelona, 264p. (Averiguar si está publicada)
- Martínez-Navarro, B., Turq, A., Agustí, J. y Oms, O. 1997. Fuente Nueva-3 (Orce, Granada, Spain) and the first human occupation of Europe. *Journal of Human Evolution*, 33, 611-620.
- Martinsen, O.J., Ryseth, A., Helland-Hansen, W., Flesche, H., Torkildsen, G., Idil, S., 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology*, 46, 235-259.
- Mazo, A.V., Sesé, C., Ruiz Bustos, A. y Peña, J.A. 1985. Geología y paleontología de los yacimientos plio-pleistocenos de Huéscar (Depresión de Guadix-Baza, Granada). *Estudios Geológicos*, 41, 467-493.
- McFadden, P.L., McElhinny, M.W. 1990. Classification of the reversal test in paleomagnetism. *Geophysical Journal International*, 103, 725-729.
- McGowen, J.H. y Garner, L.E. 1970. Physiographic features and stratification types of coarse-grained point bars; modern and ancient examples. *Sedimentology*, 14, 77-112.
- Megías, A.G. 1982. Introducción al Análisis Tectosedimentario: Aplicación al estudio dinámico de cuencas. *V Congreso latino-americano de Geología*, Actas, 1, 385-402.
- Mein, P. 1975. Résultats du groupe de travail des vertébrés: Biozonation du Néogène méditerranéen à partir des mammifères. En: *Report on Activity of the RCMNS Working Groups (1971-1975)* (Senes, J., Ed.). Bratislava, 78-81.
- Mein, P. 1990. Updating of MN zones. En: *European Neogene Mammal Chronology* (E. H. Lindsay, V. Fahlbusch y P. Mein, Eds.). NATO ASI, Ser. A, 180, 73-90.
- Mein, P. 1999. European Miocene Mammal Biochronology. En: *The Miocene Land Mammals of Europe* (Rössner, G. E. y Heissig, K., eds.). Verlag Dr. Friedrich Pfeil, Munchen, 25-38.
- Menéndez, E. 1987. Cérvidos del yacimiento del Pleistoceno inferior de Venta Micena-2 (Orce, Granada). *Paleontologia i Evolució*, Mem. Espec., 1, 129-180.
- Miall, A.D. 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Review*, 22, 261-308.
- Miall, A.D. 1988. Architecture elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of

- the Kayenta Formation (Lower Jurassic), Southwest Colorado. *Sedimentary Geology*, 55, 233-262.
- Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Berlin, 582p.
- Miall, A.D. y Smith, N.D. 1989. Rivers and their deposits. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Slide Set #4.
- Milankovitch, M. 1941. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. *Royal Serbian Academy Special Publications*, 133, 1-633.
- Minwer-Barakat Requena, R. 2005. *Roedores e insectívoros del Turoliense superior y el Plioceno del sector central de la Cuenca de Guadix*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 589 p.
- Minwer-Barakat, R., García-Alix Daroca, A., Martín-Suarez, E. y Freudenthal, M. 2002. Bioestratigrafía de los depósitos continentales del Plioceno del sector del Tollo de Chiclana (depresión de Guadix, Granada). *XVIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. II Congreso Ibérico de Paleontología*, Salamanca, 88-89.
- Minwer-Barakat, R., García-Alix Daroca, A., Martín-Suarez, E., Freudenthal, M. y Viseras, C. 2003. Las asociaciones de micromamíferos del Tollo de Chiclana (Cuenca de Guadix, SE de España): interpretación paleoecológica. *Geo-Temas*, 5, 165-169.
- Minwer-Barakat, R., García-Alix, A., Martín-Suarez, E. y Freudenthal, M. 2004. Arvicolidae (Rodentia) from the Pliocene of Tollo de Chiclana (Granada, SE Spain). *Geobios*, 37 (5), 619-629.
- Minwer-Barakat, R., García-Alix, A., Martín-Suarez, E. y Freudenthal, M. 2005. Muridae (Rodentia) from the Pliocene of Tollo de Chiclana (Granada, Southeastern Spain). *Journal of Vertebrate Paleontology*, 25 (2), 426-441.
- Minwer-Barakat, R., García-Alix, A., Martín-Suarez, E. y Freudenthal, M. 2007. *Blarinoides aliciae* sp. nov., a new Soricidae (Mammalia, Lipotyphla) from the Pliocene of Spain. *Comptes Rendus Palevol*, 6, 281-289.
- Minwer-Barakat, R., García-Alix, A., Martín-Suarez, E. y Freudenthal, M. 2008a. *Micromys caesaris*, a new murid (Rodentia, Mammalia) from the Late Pliocene of the Guadix Basin, southeastern Spain. *Journal of Paleontology*, 82 (2), 436-441.
- Minwer-Barakat, R., García-Alix, A. y Freudenthal, M. 2008b. Desmaninae (Talpidae, Mammalia) from the Pliocene of Tollo de Chiclana (Guadix Basin, Southern Spain). Considerations on the phylogeny of the genus *Archaeodesmana*. *Geobios*, 41, 381-398.
- Minwer-Barakat, R., García-Alix, A., Martín-Suarez, E. y Freudenthal, M. 2008c. The latest Ruscinian and early Villanyian Arvicolinae from southern Spain re-examined: Biostratigraphical implications. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 28 (3), 841-850.
- Mitchum, R. M. Jr., Vail, P. R. y Thompson, S., III. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level; Part 2, The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic

- analysis. En: *Seismic Stratigraphy; applications to Hydrocarbon Exploration* (C. E. Payton, Ed.). American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, American Association of Petroleum Geologists Memoirs, 26, 53-62.
- Moeyersons, J., Nyssen, J., Poesen, J., Deckers, J. y Haile, M. 2006. Age and backfill/overflow stratigraphy of two tufa dams, Tigray Highlands, Ethiopia: Evidence for Late Pleistocene and Holocene wet conditions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 230, 165-181.
- Moyá-Solá, S. 1987. Los bóvidos (*Artuidactyla*, Mammalia) del yacimiento del Pleistoceno inferior de Venta Micena (Orce, Granada, España). *Paleontologia i Evolució*, Mem. Espec., 1, 181-236.
- Moyá-Solá, S., Agustí, J., Gibert, J. y Pons-Moyá, J. 1981. El yacimiento cuaternario de Venta Micena (España) y su importancia dentro de las asociaciones faunísticas del Pleistoceno inferior europeo. *Paleontologia i Evolució*, 16, 39-53.
- Moyá-Solá, S., Agustí, J. y Marín, M. 1987. Fuentesnuevas-1: nueva localidad con mamíferos del Plioceno superior de Guadix-Baza (Granada, España). *Paleontologia i Evolució*, Mem. Espec., 1, 87-93.
- Nanson, G.C. y Croke, J.C. 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology* 4, 459-486.
- Nieto, F., Ortega-Huertas, M. y Sebastián-Pardo, E. 1980. Cloritas en sedimentos postorogénicos de las depresiones de Granada y Guadix-Baza. Estudio cristalquímico. *Estudios geológicos*, 36, 111-121.
- Nijnman, W. y Puigdefábregas, C. 1978. Coarse-grained point bar structure in a molasse-type fluvial system, Eocene Castisent sandstone Formation, south Pyrenean Basin. En: *Fluvial Sedimentology* (A.D. Miall, Ed.), *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoirs*, 5, 487-510.
- Nikiforova, K.V. y Alekseev, M.N. 1997. International Geological Correlation Program, Project 41: Neogene-Quaternary Boundary. En: *The Pleistocene Boundary and the Beginning of the Quaternary* (Van Couvering, Ed.). Cambridge University Press, Cambridge, 19-21.
- Oms, O., Dinarès-Turrell, J., Agustí, J. y Parés, J.M. 1999. Refinements of the European Mammal Biochronology from the Magnetic Polarity Record of the Plio-Pleistocene Zújar Section, Guadix-Baza Basin (Southern Spain). *Journal of Quaternary Science*, 15 (1), 43-50.
- Ordoñez, S. y García del Cura, M.A. 1983. Recent and Tertiary fluvial carbonates in Central Spain. En: *Ancient and Modern Fluvial Systems* (J.D. Collinson y J. Lewin Eds.). Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., 6, 485-497.
- Ordóñez, S., González Martín, J.A., García del Cura, M.A., 1986. Sedimentación carbonática actual y paraactual en las Lagunas de Ruidera. *Revista de Materiales y Procesos Geológicos*, 4, 229-255.

- 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.
- Ortiz, J.E., Torres, T., Llamas, J.F., Canoira, L., García-Alonso, P., García de la Morena, M.A., Lucini, M., 2000. Dataciones de algunos yacimientos paleontológicos de la cuenca de Guadix-Baza (sector de Cúllar-Baza, Granada, España) y primera estimación de edad de la apertura de la cuenca mediante el método de racemización de aminoácidos. *Geogaceta* 28, 109-112.
- Ortiz, J.E., Torres, T., Delgado, A., Julià, R., Llamas, F.J., Soler, V., Delgado, J., 2004. Numerical dating algorithms of amino acid racemization ratios analyzed in continental ostracodes of the Iberian Peninsula (Spain). Application to Guadix-Baza Basin (southern Spain). *Quaternary Science Reviews*, 23 (5-6), 717-730.
- Ortiz, J.E., Torres, T., Delgado, A., Reyes, E., Llamas, J.F., Soler, V. y Raya, J. 2006. Pleistocene paleoenvironmental evolution at continental middle latitude inferred from carbon and oxygen stable isotope analysis of ostracodes from the Guadix-Baza Basin (Granada, SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240, 536-561.
- Palmqvist, P. y Arribas, A. 2001. Taphonomic decoding of the paleobiological information locked in a lower Pleistocene assemblage of large mammals. *Paleobiology*, 27 (3), 512-530.
- Palmqvist, P., Martínez-Navarro, B. y Arribas, A. 1996. Prey selection by terrestrial carnivores in a lower Pleistocene paleocommunity. *Paleobiology*, 22 (4), 514-534.
- Palmqvist, P., Arribas, A. y Martínez-Navarro, B. 1999. Ecomorphological study of large canids from the lower Pleistocene of southeastern Spain. *Lethaia*, 32 (1), 75-88.
- Palmqvist, P., Gröcke, D., Arribas, A., Fariña, R., 2003. Paleoeological reconstruction of a Lower Pleistocene large mammals community using biogeochemical ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{18}\text{O}$, Sr:ZN) and ecomorphological approaches. *Paleobiology*, 29 (2), 205-229.
- Pedley, H.M. 1987. The Flandrian (Quaternary Caerwys tufa, North Wales: an ancient barrage tufa deposit. *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, 46 (2), 141-152.
- Pedley, H.M. 1990. Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedimentary Geology*, 68, 143-154.
- Pedley, H.M. 1993. Sedimentology of the Late Quaternary barrage tufas in the Wye and Lathkill valleys, north Derbyshire. *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, 49 (3), 197-206.
- Pedley, H.M. y Hill, I. 2003. The recognition of barrage and paludal tufa systems by GPR: case studies in the geometry and correlation of freshwater carbonates. En: *Ground penetrating Radar in Sediments* (C.S. Bristow y H.M. Jol), Geological Society, London, Special Publication, 211, 207-223.
- Pedley, H.M. y Rogerson, M. (Eds.) .2008. The fluvial barrage tufas of Caerwys and Ddol, North Wales. *Tufas, speleothems and stromatolites. Field Workshop*, 16 p.

- Pedley, H.M., Andrews, J., Ordóñez, S., García de l Cura, M.A., González-Martín, J.A. y Taylor, D. 1996. Does climate control the morphologic fabric of freshwater carbonates? A comparative study of Holocene barrage tufas from Spain and Britain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 121, 239-257.
- Pedley, H.M., Hill, I. y Denton, P. 2000. Three dimensional modelling of a Holocene tufa system in the Lathkill valley, north Derbyshire, using ground penetrating radar. *Sedimentology*, 47, 721-735.
- 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.
- Peláez, J.A., Sanz de Galdeano, C. y López-Casado, C. 2007c. Peligrosidad sísmica en la Cuenca de Guadix a partir de datos de fallas activas. En: *La cuenca de Guadix-Baza. Estructura, tectónica activa, sismicidad, geomorfología y dataciones existentes* (C. Sanz de Galdeano y J.A. Peláez, Eds.), Granada, 301-310.
- Pentecost, A., 1993. British travertines: a review. *Proc. Geol. Assoc.*, 104, 23-39.
- Pentecost, A. y Viles, H. 1994. A review and reassessment of travertine classification. *Geogr. Phys. Quat.*, 48(3), 305-314.
- Peña, J.A. 1975. Estratigrafía del Plioceno-Pleistoceno del sector occidental de la Depresión de Guadix. *Cuadernos de Geología de la Universidad de Granada*, 6, 31-54.
- Peña, J.A. 1979. *La Depresión de Guadix-Baza. Estratigrafía del Plio-Pleistoceno*. Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Granada, 160 p.
- Peña, J.A. 1985. La Depresión de Guadix-Baza. *Estudios Geológicos*, 41, 33-46.
- Pérez-López, J.A. y Sanz de Galdeano, C. 1994. Tectónica de los materiales triásicos en el sector central de la Zona Subbética (Cordillera Bética). *Rev. Soc. Geol. España*, 7, 141-153.
- Picard, M.P. y High, L.R. 1981. *Physical stratigraphy of ancient lacustrine deposits: Recent and ancient nonmarine depositional environments; models for exploration*. Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication, 31, 233-239.
- Pietras, J.T., Carroll, A.R. y Rhodes, M.K., 2003. Lake basin response to tectonic drainage diversion: Eocene Green River Formation, Wyoming. *Journal of Paleolimnology*, 30, 115-125.
- Pla-Pueyo, S. 2006a. Encuadre estratigráfico de los más significativos yacimientos de macromamíferos continentales localizados en el marco del Proyecto Fonelas (límite Plioceno-Pleistoceno, Cuenca de Guadix, Granada, España). *Boletín Geológico y Minero*, 117, 483-489.
- Pla-Pueyo, S. 2006b. Un marco estratigráfico para los yacimientos de macrovertebrados del Proyecto Fonelas (Cuenca de Guadix, Cordillera Bética). Memoria del período de investigación tutelada para la obtención del Diploma de Estudios Avanzados (inédito).

- Pla-Pueyo, S., Arribas, A., Viseras, C. y Soria, J.M. 2005. Trazas orgánicas e inorgánicas en una paleosuperficie fluvial asociada a un yacimiento de grandes mamíferos del Plioceno-Pleistoceno (Fonelas P-1, Cuenca de Guadix-Baza, Cordillera Bética). *Geo-Temas*, 8, 85-88.
- Pla-Pueyo, S., Viseras, C., Arribas, A. y Soria, J.M. 2006. Un esquema estratigráfico preliminar para los yacimientos de macrovertebrados del sector occidental de la Cuenca de Guadix-Baza (Cordillera Bética). *Geo-Temas*, 9, 197-200.
- Pla-Pueyo, S., Viseras, C., Soria, J.M. y Arribas, A. 2007a. El papel de la tectónica en la evolución sedimentaria en el sector occidental de la Cuenca de Guadix (Cordillera Bética, España). *Geogaceta*, 43, 103-106.
- Pla-Pueyo, S., Yébenes, A., Soria, J.M. y Viseras, C. 2007b. Carbonatos palustres en llanuras de inundación fluviales del Plioceno-Pleistoceno (Cuenca de Guadix, Granada, España). *Geogaceta*, 43, 107-110.
- Pla-Pueyo, S., Yébenes, A., Viseras, C., Soria, J.M. y Arribas, A. 2007c. Palustrine sedimentation on a Pliocene-Pleistocene distal floodplain (Guadix Basin, Betic Cordillera, S. Spain). *25th IAS Meeting of Sedimentology, Patras, Grecia. Book of Abstracts*, 140.
- Pla-Pueyo, S., Viseras, C., Soria, J.M., Garcés, M., Beamud, E., García, J.A. y Arribas, A. 2008a. Correlación litológica y magnetoestratigráfica de las secciones continentales del sector occidental de la Cuenca de Guadix (Cordillera Bética, España). *Geo-Temas*, 10, 171-174.
- Pla-Pueyo, S., Viseras, C., Soria, J.M., Garcés, M. y Arribas, A. 2008b. Análisis preliminar de la ciclicidad en la sección continental FP-1 (Plioceno-Pleistoceno, Cuenca de Guadix, Cordillera Bética). *Geogaceta*, 44, 215-218.
- Pla-Pueyo, S., Viseras, C., Soria, J.M., Arribas, A. y Gierlowski-Kordesch, E.H. 2008c. Tectonism and climate controlling the Pliocene and Pleistocene continental sedimentation in the Guadix Basin (Betic Cordillera, South of Spain). /Control tectónico y climático sobre la sedimentación continental durante el Plioceno y el Pleistoceno en la Cuenca de Guadix (Cordillera Bética, Sur de España). *I Jornadas de investigadores en formación en Ciencias de la Tierra, Madrid*. Libro de resúmenes, 29.
- Pla-Pueyo, S., Gierlowski-Kordesch, E.H., Viseras, C. y Soria, J.M. 2009. Major controls on carbonate deposition during the evolution of a continental basin: Pliocene-Pleistocene of the Guadix Basin (Betic Cordillera, southern Spain). *Sedimentary Geology*. DOI 10.1016/j.sedgeo.2009.05.001.
- Platt, N.H. 1989a. Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N Spain. *Sedimentology*, 36, 665-684.
- Platt, N.H. 1989b. Climatic and tectonic controls on sedimentation of a Mesozoic lacustrine sequence : The Purbeck of the W Cameros Basin, N Spain. *Palaeogeography Palaeoclimatology. Palaeoecology*, 70.

- Platt, N.H. y Wright, V.P. 1992. Palustrine carbonates and the Florida Everglades: towards an exposure index for the fresh-water environment. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62 (6), 1058-1071.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T. y Vail, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I: conceptual framework. En: *Sea-Level Changes: An Integrated Approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner, Eds.). Society of Economic Palaeontology and Mineralogy Special Publications, 44, 109-124.
- Proyecto Fonelas: Paleontología de grandes mamíferos del Plio-Pleistoceno [sede Web]*. Madrid [acceso 26 de febrero de 2009]. Disponible en: <http://www.igme.es/internet/museo/investigacion/paleontologia/fonelas/index.htm>
- Puigdefabregas, C. y Van Vliet, A. 1978. Meandering stream deposits from the Tertiary of the southern Pyrenees. En: *Fluvial Sedimentology* (A.D. Miall, Ed.), Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, 469-485.
- Ramos, A. y Sopeña, A. 1983. Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). En: *Modern and ancient Fluvial Systems* (J.D. Collinson y J. Lewin, Eds.), Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ., 6, 301-312.
- Río, D., Sprovieri, R., Castradori, D., Di stefano, E. 1998. The Gelassian stage (Upper Pliocene): a new unit of the global standard chronostratigraphic scale. *Episodes*, 21, 82-87.
- Robles, S. 1982. Estudio comparativo del sistema aluvial del borde occidental de los Catalánides, en la transversal del Prat de Compte (Tarragona) y los abanicos aluviales de Poble de Segur (Prepirineo de Lérida). *Acta Geológica Hispánica*, 17, 255-269.
- Robles, S. 1984. El complejo sedimentario aluvial y lacustre de edad paleógena de la Poble de Segur, entre los ríos Noguera Pallaresa y Flamisel. *Ilerda*, 45, 119-144.
- Robles, F. 1989. Moluscos continentales del Plio-Pleistoceno de la Cuenca de Guadix-Baza. *Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario*, 11, 127-138.
- Rodríguez-Fernández, J. 1982. *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Granada, 224 p.
- Rodríguez-Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. y Serrano, F. 1990. Le couloir des Alpujarras. *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13, 87-100.
- Ruiz-Bustos, A. 1976. *Estudio sistemático y ecológico sobre la fauna del Pleistoceno medio en las Depresiones granadinas. El yacimiento de Cúllar Baza I*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 293 p.
- Ruiz-Bustos, A. 1990a. Biostratigraphy of the continental Neogene in the Betic Cordilleras. *Abstracts IX Congress R.C.M.N.S., Barcelona 1990: Global events and Neogene evolution of the Mediterranean*. Institut Paleontològic M. Crusafont, Sabadell, 301-302.
- Ruiz-Bustos, A. 1990b. The contribution of paleoecological data from mammalian fauna provide on the climatic conditions of the continental Neogene in the Betic Cordilleras. The Plio-Quaternary limit. *Abstracts IX Congress R.C.M.N.S., Barcelona 1990: Global*

- events and Neogene evolution of the Mediterranean*. Institut Paleontològic M. Crusafont, Sabadell, 303-304.
- Ruiz-Bustos, A. 1991. Biostratigrafía de los sedimentos neógenos del sector de Galera (Noroeste de la cuenca de Baza, Cordilleras Béticas). *I Congreso del grupo Español de Terciario*, Vic, 301-304.
- Ruiz-Bustos, A. 1995. Biostratigraphy of the continental deposits in the Granada, Guadix and Baza basins (Betic Cordillera). En: *The hominids and their environment during the Lower and Middle Pleistocene of Eurasia* (J. Gibert, F. Sánchez, L. Gibert y F. Ribot, Eds.), Proceedings of the International Conference of Human Paleontology, Orce, 153-174.
- Ruiz-Bustos, A. y Michaux, J. 1976. Le site préhistorique de Cullar de Baza-I (Province de Grenade, Espagne) d'âge pleistocène moyen; Etude préliminaire et analyse de la faune des Rongeurs. *Géologie Méditerranéenne*, 3 (3), 173-182.
- Sánchez-Marco, A. 1989. Huéscar-1 (Granada, España): Avance de la lista de aves y consiguientes conjeturas sobre paleoambiente y paleogeografía. *Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario*, 11, 175-184.
- Sanz, M.E., Alonso-Zarza, A.M. y Calvo, J.P. 1995. Carbonate pond deposits related to semi-arid alluvial systems: examples from the Tertiary Madrid Basin, Spain. *Sedimentology*, 42, 437-452.
- Sanz de Galdeano, C. 1983. Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 39, 157-165.
- Sanz de Galdeano, C. 1990. Geologic evolution of the Betic Cordillera in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172, 107-119.
- Sanz de Galdeano, C. 1997. *La Zona Interna Bético-Rifeña*. Monografías Tierras del Sur, Univ. Granada, 316p.
- Sanz de Galdeano, C. 2007a. Introducción a la cuenca de Guadix-Baza: su localización geográfica y geológica. En: *La cuenca de Guadix-Baza. Estructura, tectónica activa, sismicidad, geomorfología y dataciones existentes* (C. Sanz de Galdeano y J.A. Peláez, Eds.), Granada, 3-9.
- Sanz de Galdeano, C. 2007b. Una vista de conjunto de la Cuenca de Guadix-Baza y su inserción en el contexto regional de la Cordillera Bética. En: *La cuenca de Guadix-Baza. Estructura, tectónica activa, sismicidad, geomorfología y dataciones existentes* (C. Sanz de Galdeano y J.A. Peláez, Eds.), Granada, 341-351.
- Sanz de Galdeano, C. 2008. La Cordillera Bética: Una cadena fragmentada. *Geo-Temas*, 10, 413-416.
- Sanz de Galdeano, C. y Alfaro, P. 2004. Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. *Geomorphology*, 63, 178-190.
- Sanz de Galdeano, C. y Peláez, J.A. (Eds.). 2007. *La cuenca de Guadix-Baza. Estructura, tectónica activa, sismicidad, geomorfología y dataciones existentes*. 352 p.

- Sanz de Galdeano, C. y Rodríguez-Fernández, J. 1996. Neogene palaeogeography of the Betic Cordillera : an attempt at reconstruction. En: *Tertiary Basins of Spain: the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 323-329.
- Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. 1991. Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas. *Acta Geológica Hispánica*, 26, 205-227.
- Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. 1992. Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4, 21-36.
- Sanz de Galdeano, C., Delgado, J., Galindo-Zaldívar, J., Marín, C., Alfaro, P. y García-Tortosa, F.J. 2007a. Principales rasgos geológicos deducidos a partir de los mapas gravimétricos de la Cuenca de Guadix-Baza. . En: *La cuenca de Guadix-Baza. Estructura, tectónica activa, sismicidad, geomorfología y dataciones existentes* (C. Sanz de Galdeano y J.A. Peláez, Eds.), Granada, 101-110.
- Sanz de Galdeano, C., Galindo-Zaldívar, J., López-Garrido, A.C., Alfaro, P., Pérez-Valera, F., Pérez-López, A. y García-Tortosa, F.J. 2007b. La falla de Tiscar. En: *La cuenca de Guadix-Baza. Estructura, tectónica activa, sismicidad, geomorfología y dataciones existentes* (C. Sanz de Galdeano y J.A. Peláez, Eds.), Granada, 193-211.
- Sanz de Galdeano, C., Peláez, J.A. y López-Casado, C. 2007c. Fallas activas y potencial sísmico de la Cuenca de Guadix-Baza. En: *La cuenca de Guadix-Baza. Estructura, tectónica activa, sismicidad, geomorfología y dataciones existentes* (C. Sanz de Galdeano y J.A. Peláez, Eds.), Granada, 283-299.
- Shanley, K.W. y McCabe, P.J. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78, 544-568.
- Scherer, C.M.S., Lavina, E.L.C., Dias-Filho, D.C., Oliveira, F.M., Bongioiolo y D.E., Aguiar, E.S. 2007. Stratigraphy and facies architecture of the fluvial–aeolian–lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 194, 169-193.
- Schwertmann, U. 1993. Relations between iron oxides, soil color, and soil formation. En: *Soil Color* (J.M. Bigham y Ciolkosz, E.J., Eds.). Soil Science Society of America, Special Publication, 31, 51-69.
- Sebastián-Pardo, E. 1974. *Estudio mineralógico de la Formación Gorafe-Huélogo (Granada)*. Tesis de Licenciatura (inédita), Universidad de Granada.
- Sebastián-Pardo, E. 1979. *Mineralogía de los materiales plio-pleistocenos de la Depresión de Guadix-Baza*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 311p.
- Sebastián-Pardo, E., García-Cervigón, A. y Rodríguez-Gallego, M. 1975. Mineralogía y génesis de la Formación Gorafe-Huélogo (Depresión de Guadix-Baza, Granada). *Cuadernos de Geología*, 6, 55-74.
- Sebastián-Pardo, E., Rodríguez-Gallego, M. y López-Aguayo, F. 1980a. Mineralogía de los materiales pliocenos-pleistocenos de la depresión de Guadix-Baza. II. Formaciones de Guadix y lacustre. *Estudios Geológicos*, 36, 209-219.

- Sebastián-Pardo, E., Rodríguez-Gallego, M. y López-Aguayo, F. 1980b. Mineralogía de los materiales pliocenos-pleistocenos de la depresión de Guadix-Baza y Serón- Caniles. Consideraciones generales y conclusiones. *Estudios geológicos*, 36, 289-299.
- Sebastián-Pardo, E., Rodríguez-Gallego, M. y López-Aguayo, F. 1981. Mineralogía de los materiales pliocenos-pleistocenos de la depresión de Guadix-Baza (Granada). I Origen de los minerales de la arcilla. *Sociedad Esp. Mineralogía*, 2, 279-292.
- Selli, R., Accorsi, C.A., Bandini Mazzanti, M., Bertolani Marchetti, D., Bigazzi, G., Bonadonna, F.P., Borsetti, A.M., Cati, F., Colalongo, M.L., D'Onofrio, S. Landini, W., Menesini, E., Mezzetti, R., Pasini, G., Savelli, C. y Tampieri, R. 1977. The Vrica section (Calabria, Italy). A potential Neogene-Quaternary Boundary Stratotype . *Giornale di Geologia*, 42, 181-204.
- Sesé, C. 1989. Micromamíferos del Mioceno, Plioceno y Pleistoceno de la Cuenca de Guadix-Baza. *Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario*, 11, 185-214.
- Shanley, K.W. y McCabe, P.J. 1991. Predicting facies architecture through sequence stratigraphy – an example from the Kaiparowits Plateau, Utah. *Geology*, 19, 742-745.
- Shanley, K.W. y McCabe, P.J. 1993. Alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework: a case history from the Upper Cretaceous of southern Utah, USA. En: *The Geological Modelling of Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogues* (S.S. Flint e I.D. Bryant, Eds.). Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 15, 21-58.
- Shanley, K.W. y McCabe, P.J. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 78, 544-568.
- Siegert, L. 1905. Das Becken von Guadix und Baza. *Zeitschrift Gensell fur Erdkunde*, Berlin, 525-554 y 586-614.
- Silvertop, 1834. On the lacustrine of Baza and Alhama in the province of Granada and similar deposits in other parts of Spain. *Proceedings of the Geological Society of London*, 1, 216-217 y 435-436.
- Silvertop, C. 1836. Geological sketch of the tertiary formation in the provinces of Granada and Murcia, Spain. *Longman ress. Edt. Londres*.
- Skelly, R.L., Bristow, C.S. y Ethridge, F.G. 2003. Architecture of channel-belt deposits in an aggrading shallow sandbed braided river: the lower Niobrara River, northeast Nebraska. *Sedimentary Geology*, 158, 249-270.
- Soria, J.M. 1993. *La sedimentación neógena entre Sierra Arana y el río Guadiana Menor. Evolución desde un margen continental hasta una cuenca intramontañosa*. Tesis Doctoral (inérita), Universidad de Granada, 292 p.
- Soria, J.M. 1994a. Sedimentación y tectónica durante el Mioceno en la región de Sierra Arana-Mencal y su relación con la evolución geodinámica de la Cordillera Bética. *Boletín de la Sociedad Geológica de España*, 7(3-4), 199-213.

- Soria, J.M. 1994b. Evolución sedimentaria y paleogeográfica durante el Mioceno superior en el borde norte de la Cuenca de Guadix, Cordillera Bética central. *Estudios Geológicos*, 50, 59–69.
- Soria, J.M. 1996. Historia de la subsidencia y levantamiento en el margen norte de la cuenca intramontañosa de Guadix (Cordillera Bética central). *Geogaceta*, 20 (2), 464-467.
- Soria, J.M. 1998. La cuenca de antepaís Norbética en la Cordillera bética central (sector de Mencil): evolución tectosedimentaria e historia de la subsidencia. *Boletín de la Sociedad Geológica de España*, 11(1-2), 23-31.
- Soria, J.M. y Fernández, J. 1989. Caracterización estratigráfica y evolución de los depósitos lacustres en la Cuenca de Guadix (Cordillera Bética). *Acta Geológica Hispánica*, 24 (3-4), 309-319.
- Soria, J.M. y Ruiz-Bustos, A. 1991. Bioestratigrafía de los sedimentos continentales del sector septentrional de la Cuenca de Guadix, Cordilleras Béticas. *Geogaceta*, 9, 94-96.
- Soria, J.M. y Ruiz-Bustos, A. 1992. Nuevos datos sobre la edad del inicio de la sedimentación continental en la Cuenca de Guadix. Cordillera Bética. *Geogaceta*, 11, 92-94.
- Soria, J.M., Viseras, C. y Fernández, J. 1998. Late Miocene-Pleistocene tectono-sedimentary evolution and subsidence history of the central Betic Cordillera (Spain): a case study in the Guadix intramontane basin. *Geological Magazine*, 135 (4), 565-574.
- Soria, J.M., Fernández, J. y Viseras, C. 1999. Late Miocene stratigraphy and palaeogeographic evolution of the intramontane Guadix Basin (Central Betic Cordillera, Spain): Implication for an Atlantic-Mediterranean connection. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151, 255-266.
- Soria, J.M., Fernández, J. y Viseras, C. 2000a. Sistemas de delta y plataforma en la cuenca de Guadix (Mioceno superior, Cordillera Bética): el registro estratigráfico de regresiones forzada y normal. *Geo-Temas*, 1, 205-208.
- Soria, J.M., Fernández, J. y Viseras, C. 2000b. Estratigrafía del relleno marino y continental de la Cuenca de Guadix (Mioceno superior al Cuaternario, Cordillera Bética Central). En : *Itinerarios Geológicos por la provincia de Alicante y limítrofes* (Excma. Diputación de Alicante, Ed.), Alicante, 111-125.
- Soria, J.M., Fernández, J., García, F. y Viseras, C. 2003. Correlative lowstand deltaic and shelf systems in the Guadix Basin (late Miocene, Betic Cordillera, Spain): the stratigraphic record of forced and normal regressions. *Journal of Sedimentary Research*, 73 (6), 912-925.
- Steenbrink, J., van Vugt, N., Kloosterboer-van Hove, M.L. y Hilgen., F.J. 2006. Late Miocene to Early Pliocene depositional history of the intramontane Florina–Ptolemais–Servia Basin, NW Greece: Interplay between orbital forcing and tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, 181, 161-173.
- Stouthamer, E. 2001. Sedimentary products of avulsions in the Holocene Rhine-Meuse Delta, The Netherlands. *Sedimentary Geology*, 145, 73-92.

- Talbot, M.R. y Allen, P.A. 1996. *Lakes*. En: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, Reading, H.G., Ed.), Oxford, UK, Blackwell Science, 83-124.
- Tanner, L.H., 2000. Palustrine – lacustrine and alluvial facies of the (Norian) Owl Rock Formation (Chinle Group), Four Corners Region, Southwestern U.S.A: implications for late Triassic paleoclimate. *Journal of Sedimentary Research*, 70, 1280-1290.
- Valero Garcés, B.L., Gierlowski-Kordesch, E. y Bragonier, W.A. 1997. Pennsylvanian continental cyclothem development: no evidence of direct climatic control in the Upper Freeport Formation (Allegheny Group) of Pennsylvania (northern Appalachian Basin). *Sedimentary Geology*, 109, 305-319.
- Valero Garcés, B., Moreno, A., Navas, A. Mata, P., Machín, J., Delgado Huertas, A., González-Sampériz, P., Schwalb, 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., Abdul-Aziz, H., Álvarez-Sierra, M.A., Hilgen, F.J., van den Hoek- Ostende, L.W., Lourens, L.J., Mein, P., van der Meulen, A.J. y Pelaez-Campomanes, P. 2006. Long-period astronomical forcing of mammal turnover. *Nature*, 443, 687-691.
- Van Houten, F.B. 1964. Cyclic lacustrine sedimentation, Upper Triassic Lockatong Formation, central New Jersey and adjacent Pennsylvania. En: *Symposium on Cyclic Sedimentation* (D.F. Merriam, Ed.), Kansas Geological Survey Bulletin, 169, 495-531.
- Vera, J.A., 1968. El Mioceno del borde SW de la depresión de Guadix. *Acta Geológica Hispánica*, 3, 124-127.
- Vera, J.A. 1970a. Facies del Plioceno de la Depresión de Guadix-Baza. *Cuadernos de Geología de la Universidad de Granada*, 1, 23-25.
- Vera, J.A. 1970b. Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza. *Boletín Geológico y Minero*, LXXXI-V, 429-462.
- Vera, J.A. 1988. Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de las Cordilleras Béticas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1, 373-392.
- Vera, J.A. 2000. El Terciario de la Cordillera Bética: Estado actual de conocimientos. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13, 345-347.
- Vera, J.A. (Ed.). 2004. *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890 p.
- Vera, J.A. y Martín Algarra, A. 2004. Cordillera Bética y Baleares. Rasgos generales: Divisiones mayores y nomenclatura. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 348-350.
- Vera, J.A., Rodríguez, J., Guerra, A. y Viseras, C. 1991. La cuenca de Guadix-Baza. *Doc. Trav. IGAL*, 14, 1-17.
- Viles, H.A., Taylor, M.P., Nicoll, K y Neumann, S. 2007. Facies evidence of hydroclimatic regime shifts in tufa depositional sequences from the arid Naukluft Mountains, Namibia.

Sedimentary Geology, 195, 39-53.

- Viseras, C. 1991. *Estratigrafía y sedimentología del relleno aluvial de la Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 327 p.
- Viseras, C. y Fernández, J. 1988a. Las brechas del río Gor: una nueva formación en el Neógeno de la cuenca de Guadix. En: *Nuevas tendencias en el análisis de cuencas, Comunicaciones del II Congreso Geológico de España*, SGE, Granada, 1, 221-224.
- Viseras, C. y Fernández, J. 1988b. Significado sedimentológico y tectosedimentario de la formación Brechas del río Gor, cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas). En: *Nuevas tendencias en el análisis de cuencas, Comunicaciones del II Congreso Geológico de España*, SGE, Granada, 1, 299-308.
- Viseras, C. y Fernández, J. 1989. Sistemas de drenaje transversales y longitudinales en el relleno aluvial de la cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas). En: *Comunicaciones del XII Congreso Español de Sedimentología*, SGE, 63-66.
- Viseras, C. y Fernández, J. 1992. Sedimentary basin destruction inferred from the evolution of drainage systems in the Betic Cordillera, southern Spain. *Journal of the Geological Society*, Londres, 149, 1021-1029.
- Viseras, C. y Fernández, J. 1994. Channel migration patterns and related sequences in some alluvial fan systems. *Sedimentary Geology*, 88, 201-217.
- Viseras, C. y Fernández, J. 1995. The role of erosion and deposition in the construction of alluvial fan sequences in the Guadix Formation (SE Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 74, 21-33.
- Viseras, C., Calvache, M.L., Soria, J.M. y Fernández, J. 2003a. Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain. *Geomorphology*, 50, 181-202.
- Viseras, C., Soria, J.M., Durán, J.J. y Arribas, A. 2003b. Contexto geológico y sedimentario del yacimiento de grandes mamíferos Fonelas P-1 (Cuenca de Guadix, Cordillera Bética). *Geo-Temas*, 5, 247-250.
- Viseras, C., Soria, J.M., Durán, J.J. y Arribas, A. 2004a. Condicionantes geológicos para la génesis de un yacimiento de grandes mamíferos: Fonelas P-1 (límite Plioceno-Pleistoceno, Cuenca de Guadix-Baza, Cordillera Bética). *Boletín Geológico y Minero*, 115 (3), 551-566.
- Viseras, C., Soria, J.M. y Fernández, J. 2004b. Cuencas neógenas postorogénicas de la Cordillera Bética. En: *Geología de España*, J.A. Vera, Editor. SGE-IGME, Madrid, 576-581.
- Viseras, C., Soria, J.M., Fernández, J. y García García, F. 2005. The Neogene-Quaternary Basins of the Betic Cordillera: an overview. *Geophysical Research Abstracts*, 7, 11123-11127.
- Viseras, C., Soria, J.M., Durán, J.J., Pla, S., Garrido, G., García-García, F. y Arribas, A. 2006. A large-mammal site in a meandering fluvial context (Fonelas P-1, Late Pliocene,

- Guadix Basin, Spain). Sedimentological keys for its paleoenvironmental reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 242, 139-168.
- Von Drasche, R. 1879. Geologische skizze des hochgebirge thale der Sierra Nevada. *Jharbuch der K.K. geol. Reicherstald. Bd.*, 29, 93-122. (Traducción en el *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico*, 6, 353-388).
- Willis, B.J. 1997. Architecture of fluvial-dominated valley-fill deposits in the Cretaceous Fall River Formation. *Sedimentology*, 44, 735-757.
- Wright, V.P., 1986. The role of fungal biomineralization in the formation of early Carboniferous soil fabrics. *Sedimentology*, 33, 831-838.
- Wright, V.P., 1990. Estimating rates of calcrete formation and sediment accretion in ancient alluvial deposits. *Geological Magazine*, 127, 273-276.
- Wright, V.P., 1999. Assessing flood duration gradients and fine-scale environmental change on ancient floodplains. En: *Floodplains: Interdisciplinary Approaches*. (S.B. Marriott y J. Alexander, Eds.), Geological Society, London, Special Publication, 163, 279-287.
- Wright, V.P. y Marriott, S.B. 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology*, 86, 203-210.
- Wright, V.P. y Tucker, M.E. 1991. Calcretes: an introduction. En: *Calcretes* (V.P. Wright y M.E. Tucker, Eds.), IAS Reprint Series, Blackwell-Oxford, 2, 1-22.
- Wright, V.P., Platt, N.H., Marriott, S.B. y Beck, V.H. 1995. A classification of rhizogenic (root-formed) calcretes, with examples from the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of Spain and Upper Cretaceous of southern France. *Sedimentary Geology*, 100, 143-158.
- Wrobel, F. y Michalzik, D. 1999. Facies successions in the pre-evaporitic Late Miocene of the Lorca Basin, SE Spain. *Sedimentary Geology*, 127, 171-191.

ANEXOS

LEYENDA (LEGEND)

Elementos arquitectónicos de orden 2 (*Architectural elements, 2nd order*)

(Para más información, ver tabla III.3) (*For further information, see table III.3*)

- SCw: Canales de gravas y arenas (*Gravel-sand channels*)
SCn: Canales arenosos (*Sand channels*)
SCa: Canales amalgamados (*Multistorey channels*)
SCv: Canales en forma de V (*V-shaped channels*)
SCp: Complejos canaliformes pseudotabulares (*Pseudotabular channeled complexes*)
SUt: Cuerpos tabulares (*Tabular bodies*)
SUB: Capas de brechas (*Breccia bodies*)
SUI: Lentes plano-convexas (*flat-convex lenses*)
FTm: Paquetes lutítico-margosos (*Lutite-marly beds*)
FTg: Capas arenoso-arcillosas grises (*Grey sand-clay beds*)
FTr: Capas arenoso-arcillosas rojas (*Red sand-clay beds*)
CPm: Carbonatos palustres (*Palustrine carbonates*)
CCp: Calcretas pedogénicas (*Pedogenic calcretes*)
CTp: Tobas palustres (*Paludal tufas*)

Litología (*Lithology*)

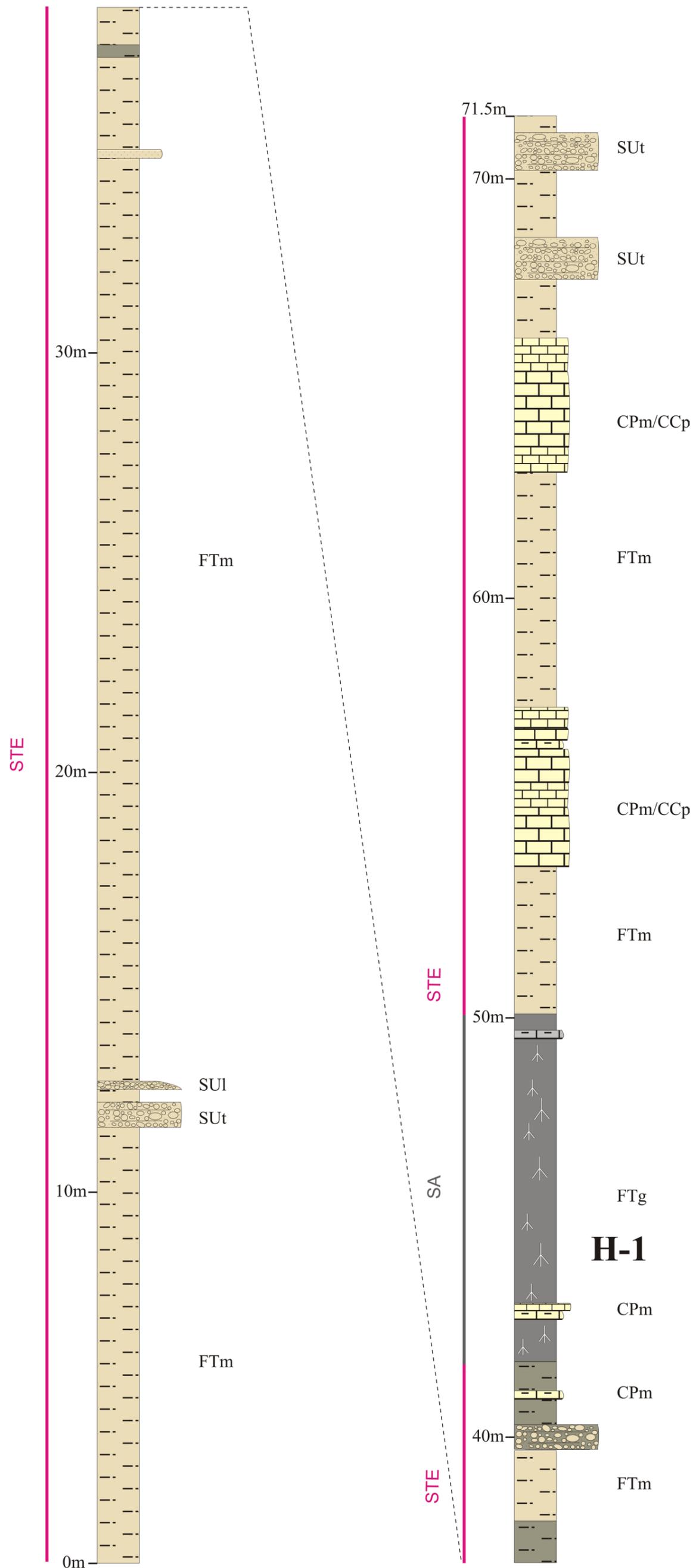
- | | | | |
|---|--|--|---|
|  | Conglomerados y gravas
(<i>Conglomerate and gravel</i>) |  | Calizas (Limestone) |
|  | Brechas (<i>Breccia</i>) |  | Calizas nodulosas
(<i>Nodular limestone</i>) |
|  | Arenas y areniscas (<i>Sand and sandstone</i>) | | |
|  | Margas y lutitas margosas (<i>Marl and marly lutite</i>) | | |
|  | Margocalizas y calizas (<i>Marlstone and limestone</i>) | | |
|  | Limos y arcillas grises (<i>Grey silt and clay</i>) | | |
|  | Limos y arcillas rojos (<i>Red silt and clay</i>) | | |

Rasgos sedimentarios (*Sedimentary features*)

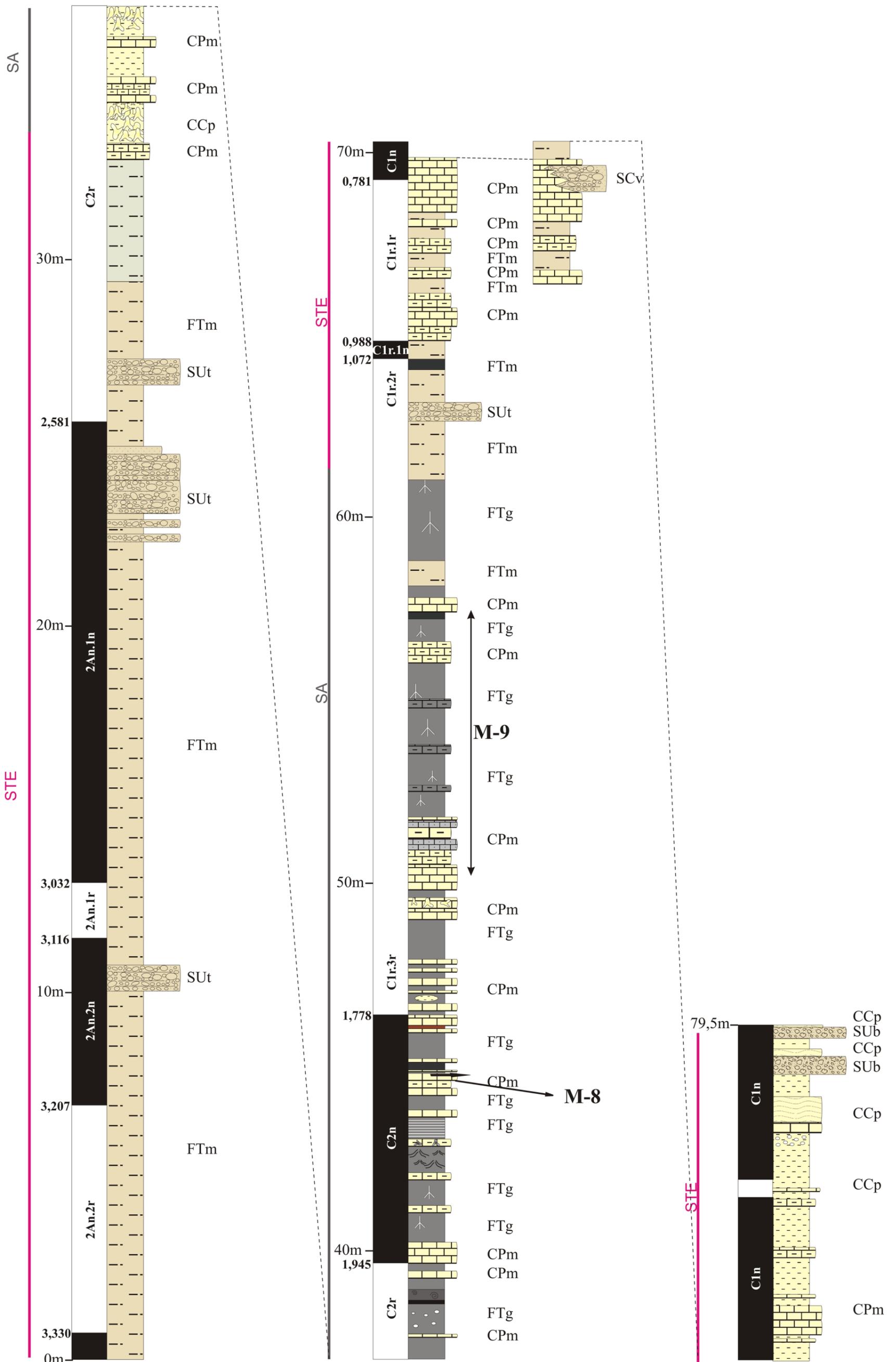
-  Rizolitos (*rhizoliths*)
 Rizocreaciones (*rhizocretions*)
 Gasterópodos y/o ostrácodos (*Gastropods and/or ostracods*)
 Fósiles de micromamíferos (*Micromammal fossils*)
 Restos tobáceos (*Tufa remains*)
 Estructuras de escape de agua (*water escape structures*)
 Nódulos de carbonato (*Carbonate nodules*)

Nota: Los colores utilizados en los perfiles representan de forma aproximada la tonalidad de los sedimentos en el campo

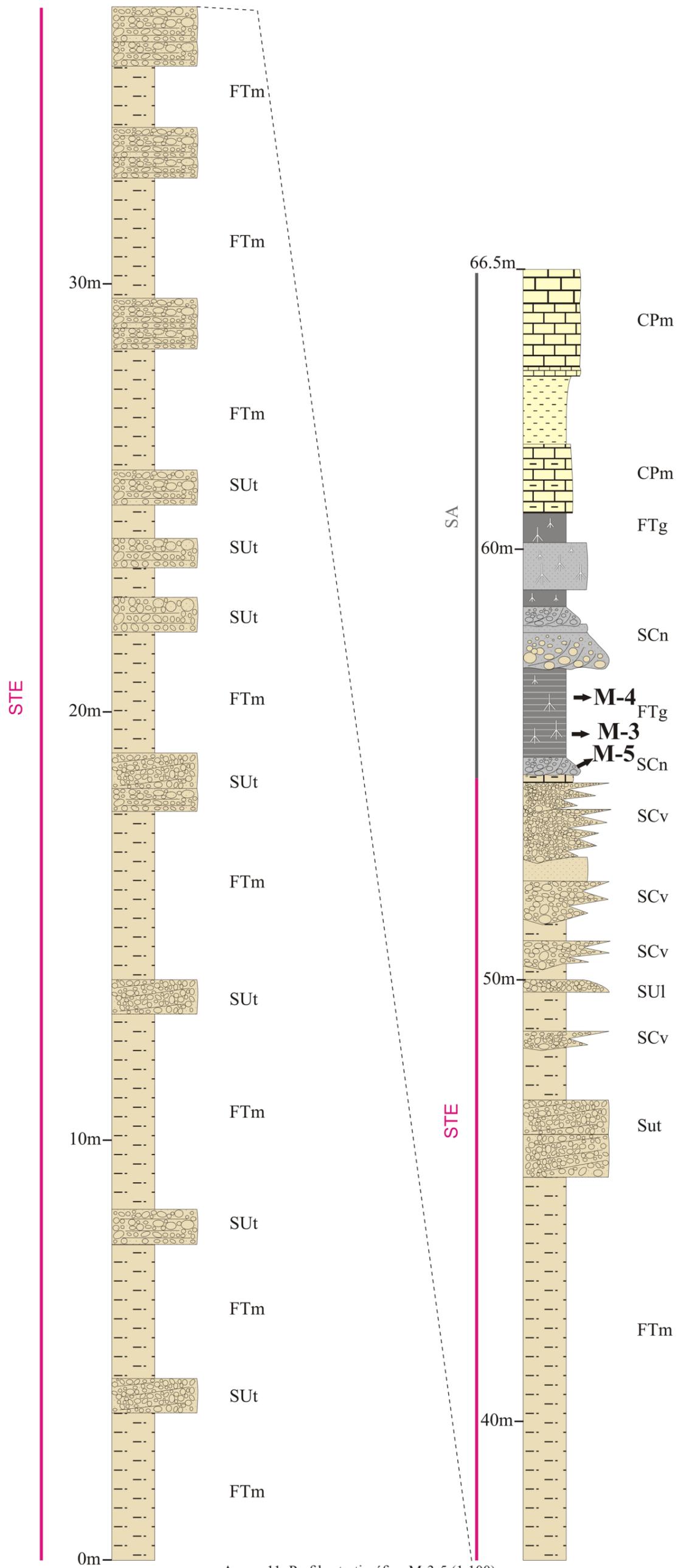
Note: The colors used in the profiles represent more or less the sediments color scheme in the field



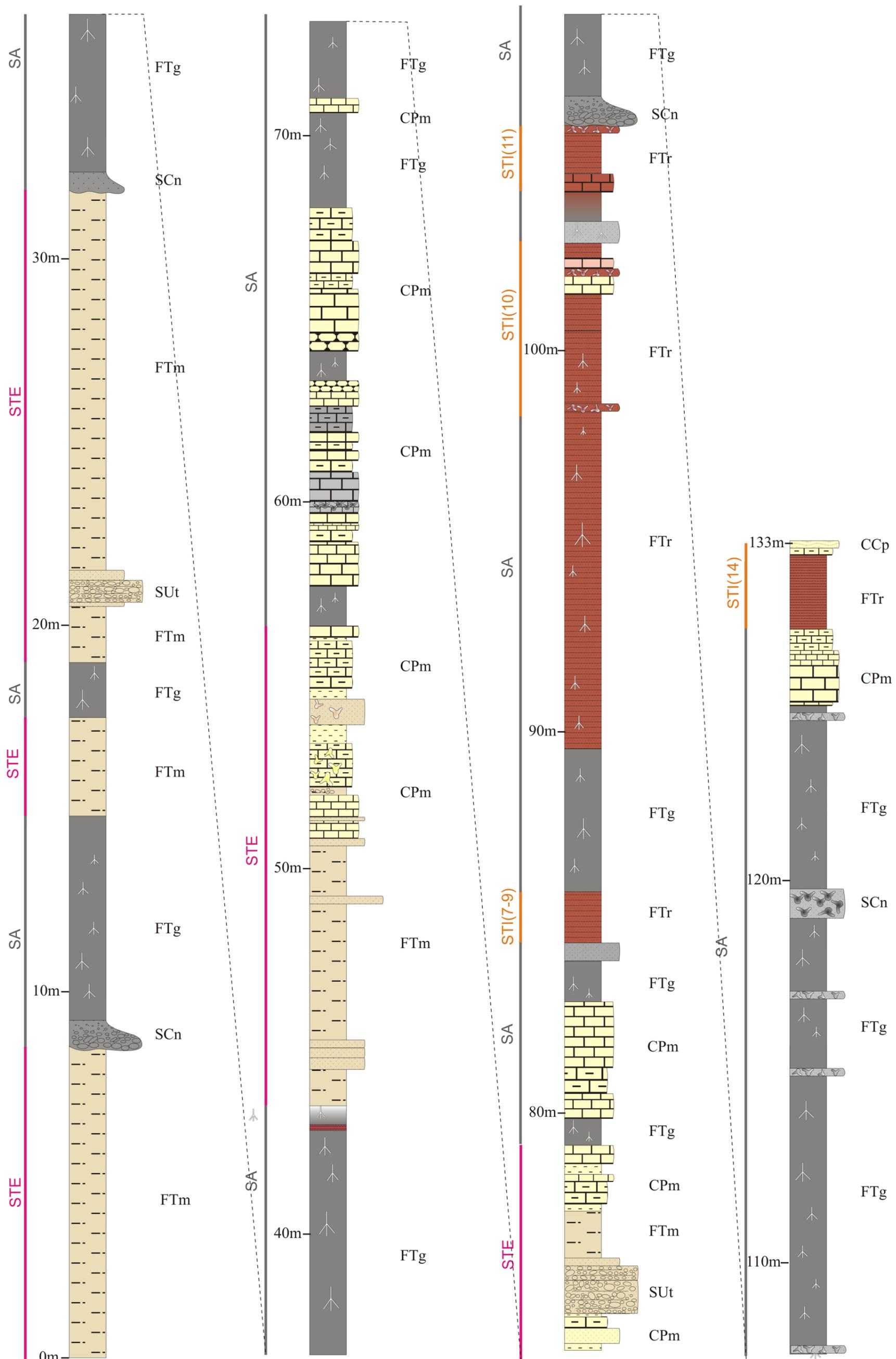
Anexo 7. Perfil estratigráfico HC-1 (1:100).
 Appendix 7. Stratigraphic profile HC-1 (1:100).



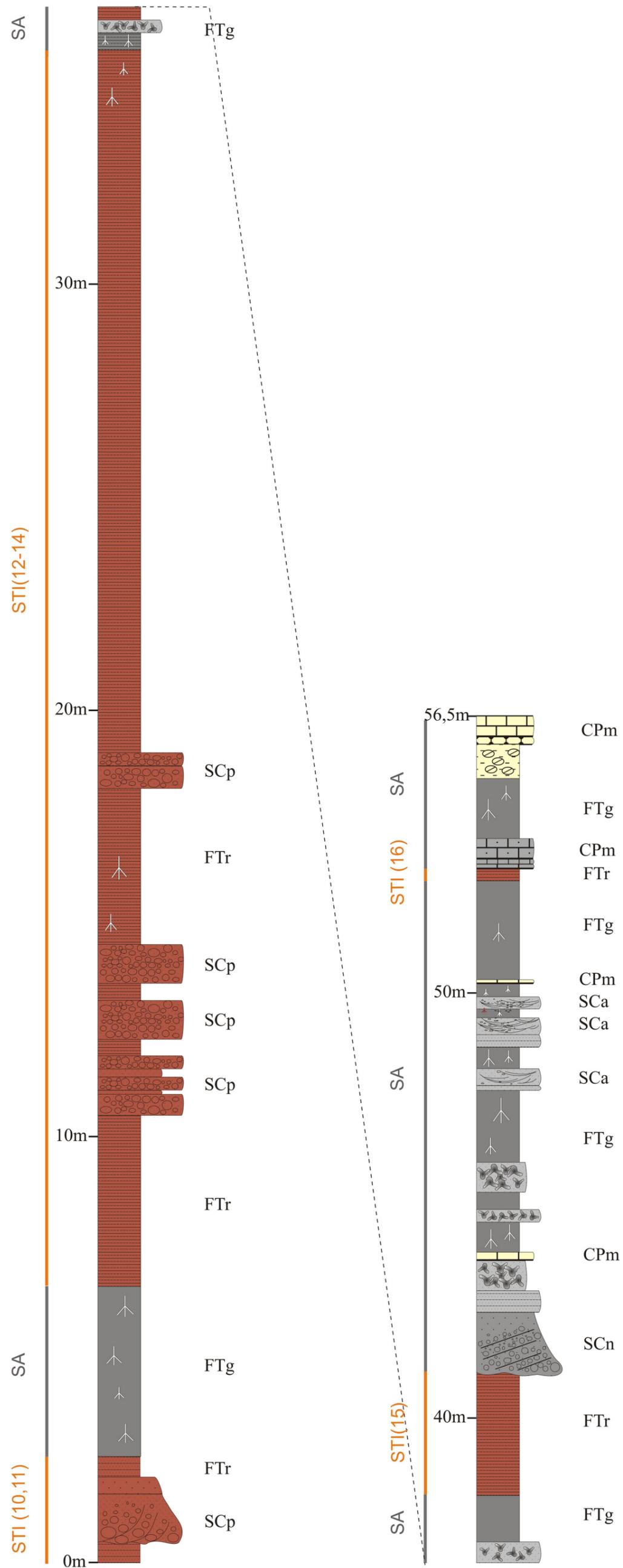
Anexo 10. Perfil estratigráfico M-9 (1:100).
 Appendix 10. Stratigraphic profile M-9 (1:100).



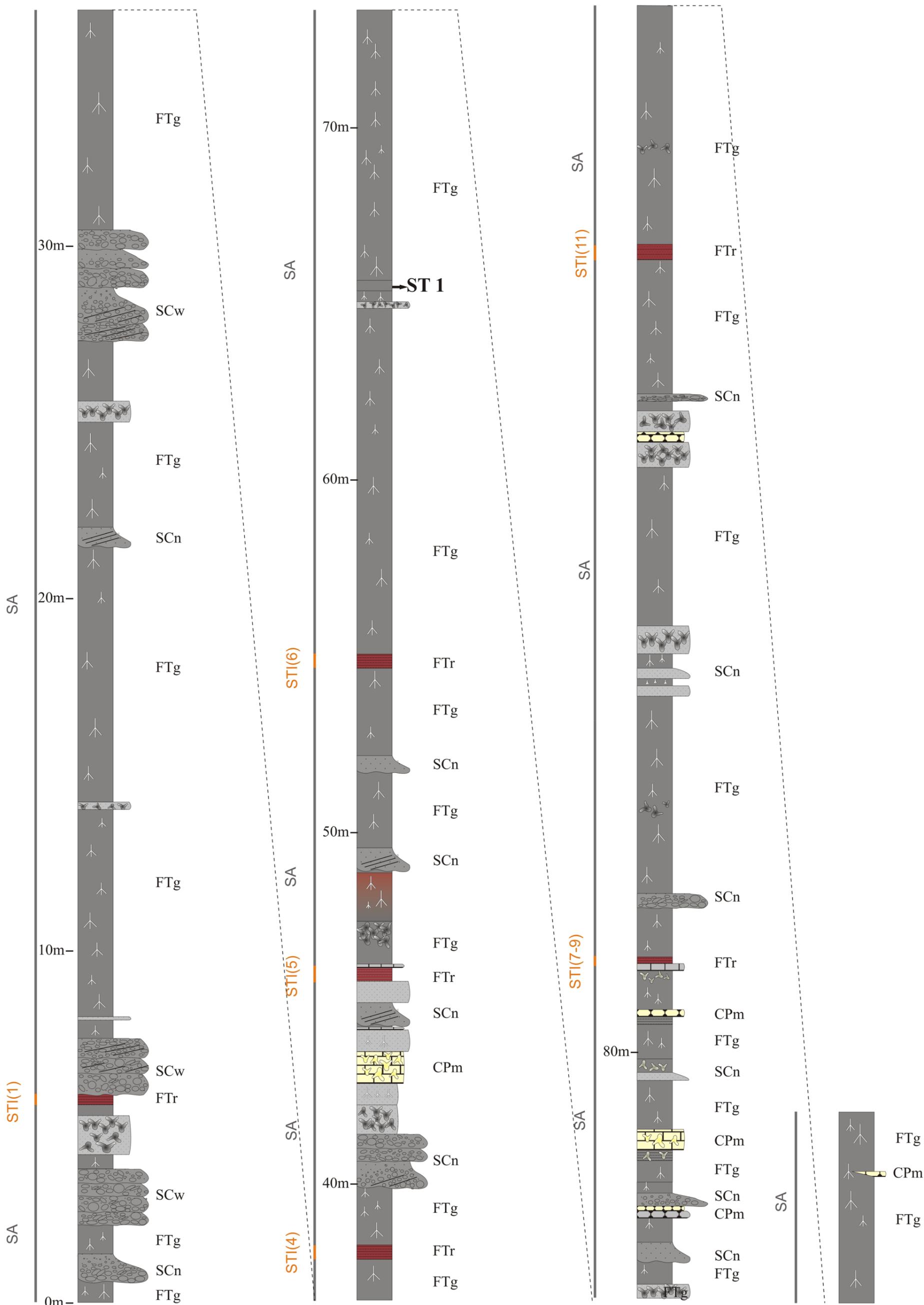
Anexo 11. Perfil estratigráfico M-3-5 (1:100).
 Appendix 11. Stratigraphic profile M-3-5 (1:100).



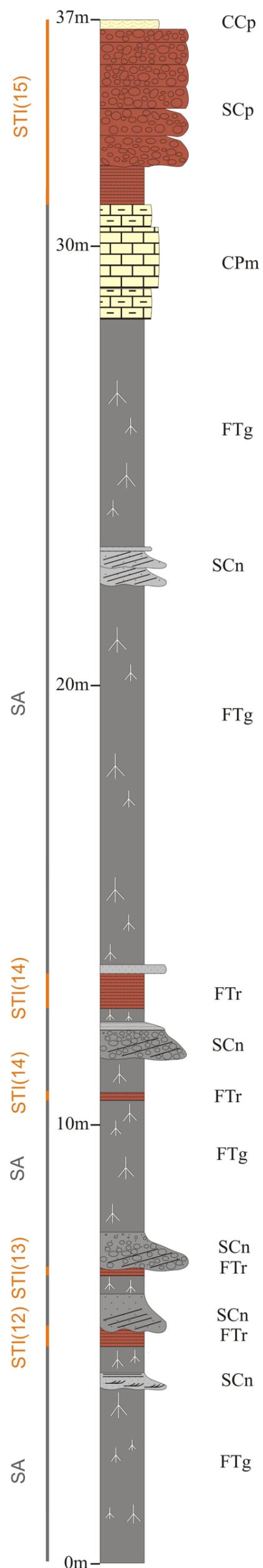
Anexo 12. Perfil estratigráfico MB-1 (1:100).
 Appendix 12. Stratigraphic profile MB-1 (1:100).



Anexo 13. Perfil estratigráfico AN-1 (1:100).
 Appendix 13. Stratigraphic profile AN-1 (1:100).



Anexo 14. Perfiles estratigráficos ST-1 y EM-1 (1:100).
 Appendix 14. Stratigraphic profiles ST-1 and EM-1 (1:100).



Anexo 15. Perfil estratigráfico SZ-1 (1:100).
 Appendix 15. Stratigraphic profile SZ-1 (1:100).

